GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA
COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

MÉMOIRE 405

LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET LA GÉOMORPHOLOGIE DE L'ÎLE BANKS, ARCTIQUE CANADIEN

JEAN-SERGE VINCENT

Canada

1983

MÉMOIRE 405

LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET LA GÉOMORPHOLOGIE DE L'ÎLE BANKS, ARCTIQUE CANADIEN

JEAN-SERGE VINCENT

1983

©Ministre des Approvisionnements et Services Canada 1983

En vente au Canada par l'entremise de nos

agents libraires agréés
et autres librairies

ou par la poste au:

Centre d'édition du gouvernement du Canada
Approvisionnements et Services Canada
Hull (Québec), Canada K1A 0S9

et aussi à la

Commission géologique du Canada,
601, rue Booth
Ottawa, K1A 0E8

Un exemplaire de cette publication peut aussi être
consulté dans les bibliothèques publiques partout au Canada

N° de catalogue M46-405F Canada: $10.00
ISBN-0-660-91078-0 Hors Canada: $12.00

Prix sujet à changement sans avis préalable

Rédactrice
Marie-France Dufour

Lecteur
S. Occhietti

Manuscrit original reçu en mai 1980
Approbation de la version définitive pour publication janvier 1982

Préface

L'activité récente, dans l'archipel Arctique canadien, des sociétés d'exploration pétrolière, a rendu nécessaire la mise sur pied d'un programme de cartographie systématique des dépôts superficiels de cette immense région. La présente étude des dépôts quaternaires de l'île Banks s'insère dans ce programme. Les données contenues dans ce travail, concernant la nature et la répartition des formations superficielles ainsi que la susceptibilité aux perturbations naturelles comme anthropiques de celles-ci, sont essentielles à la réglementation de l'utilisation du sol. Elles pourront servir aussi bien à choisir des tracés de routes ou de pipelines qu'à trouver des ressources granulaires nécessaires à ces aménagements.

L'intérêt particulier de cette étude vient également du fait qu'elle démontre que l'île Banks a été un lieu où les calottes glaciaires continentales ont atteint au moins à trois reprises leur extension maximale arctique au Quaternaire. La série stratigraphique exceptionnelle de l'île est une des plus longues décrites jusqu'à maintenant au Canada. De ce fait, elle pourra servir de série de référence pour le Quaternaire, non seulement dans l'Arctique canadien, mais en Amérique du Nord.

W.W. Hutchison
Directeur général
Commission géologique du Canada

OTTAWA, mars 1981

Preface

Recent petroleum exploration activity in Canada's Arctic Archipelago has made necessary the implementation of a systematic program for mapping the surficial deposits of this enormous area. The present study of Quaternary deposits on Banks Island comes under this program. The data covered by this work, which deals with the nature and distribution of surface materials and their sensitivity to natural as well as man-made disturbances, are essential to the regulation of land use. They may be used both to select the routes for roads and pipelines and to find the granular material required for their construction.

This study is also particularly interesting because it demonstrates that, during the Quaternary, Banks Island was a place where the continental ice sheets reached their maximum Arctic extension at least three times. The exceptional stratigraphic series of the Island is one of the longest which has been described in Canada to date. Consequently, it could be used as a reference series for the Quaternary not only for the Canadian Arctic but also for North America.

W.W. Hutchison
Director General
Geological Survey of Canada

Ottawa, March 1981

TABLE DES MATIÈRES

1 Résumé/Abstract

2 INTRODUCTION

2 Objectif et plan de l'étude
2 Exploration de l'île Banks
2 Travaux antérieurs concernant l'histoire glaciaire de l'île Banks
4 Relevés actuels
4 Remerciements

4 L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE DE L'ÎLE BANKS

4 Situation et physiographie (régions naturelles)
4 Situation
4 Physiographie
4 Les Hautes-terres septentrionales
7 Les Basses-terres centrales
7 Les Hautes-terres méridionales
7 Le réseau hydrographique
7 La bathymétrie marine
7 Le cadre géologique préquaternaire
7 Introduction
11 Travaux antérieurs
11 Le Protérozoïque
11 La Formation de Glenelg
11 Le Paléozoïque
11 La Formation de Weatherall
11 La Formation de Parry Islands
11 Le Mésozoïque
11 La Formation d'Isachsen
13 La Formation de Christopher
13 La Formation de Hassel
13 La Formation de Kanguk
13 Le Tertiaire
13 La Formation d'Eureka Sound
13 La Formation de Beaufort
14 La végétation
15 Le climat
15 Le pergélisol

16 LITHOLOGIE, MORPHOLOGIE ET RÉPARTITION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

16 Introduction
16 Les sédiments glaciaires
16 Les tills
16 Introduction
16 Le Till de Bernard
19 Le Till de Plateau
21 Le Till de Durham Heights
21 Le Till de Kellett
22 Le Till de Baker
23 Le Till de Kange
23 Le Till de Jesse
25 Le Till de Sachs
27 Le Till de Bar Harbour
27 Le Till de Mercy
29 Le Till de Carpenter
29 Conclusion

29 Les sédiments de contact glaciaire
29 Description du sédiment
30 Morphologie
30 Distribution
30 Introduction
30 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Bernard
30 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Durham Heights
30 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Kellett
30 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Baker
31 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Jesse
31 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Sachs
31 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Bar Harbour
31 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Mercy
31 Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Carpenter
31 Les collines coniques
31 Les sédiments fluvio-glaciaires
33 Description des sédiments
33 Morphologie
33 Distribution
33 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Bernard
33 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Plateau
33 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Durham Heights
33 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Kellett
33 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Baker
33 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Kange
33 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Jesse
34 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Sachs
34 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Bar Harbour
34 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Mercy
34 Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Carpenter
34 Les lacs glaciaires et les sédiments glacio-lacustres
34 Introduction
34 Les lacs glaciaires associés à la nappe de Till de Bernard
34 Le Lac Egina
34 Le Lac Storkerson
35 Le lac glaciaire associé à la nappe de Till de Kange
35 Le Lac Parker
35 Le lac glaciaire associé à la nappe de Till de Baker
35 Le Lac Dissection
35 Le lac glaciaire associé à la nappe de Till de Bar Harbour
35 Le Lac Ballast
35 Le lac glaciaire associé aux nappes de tills de Bar Harbour, de Mercy, et de Jesse
35 Le Lac Ivitaruk
37 Les lacs glaciaires associés à la nappe de Till de Sachs
37 Les lacs Masik, Rufus et Raddi
37 Les lacs glaciaires associés à la nappe de Till de Jesse
37 Les lacs Cardwell et De Salis
37 Les lacs Sarfarssuk
37 Les sédiments marins
37 Introduction
39 La Mer Big
41 La Mer de Meek Point
41 La Mer Investigator
41 La Mer d'East Coast
42 La Mer de Schuyter Point
42 Les sédiments marins récents
42 Les sédiments éoliens
43 Les alluvions modernes
43 Les colluvions
43 Les sédiments organiques

43 STRATIGRAPHIE, PALÉOÉCOLOGIE ET CHRONOLOGIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES ÉTUDIÉS EN COUPE

43 Introduction
45 Les coupes à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson
45 Introduction
45 Unité 1 (till apparenté au Till de Bernard?)
45 Unité 2 (till apparenté au Till de Bernard?)
45 Unité 3 (sédiments glacio-marins innommés)
45 Unité 4 (till apparenté au Till de Bernard?)
45 Unité 5 (till apparenté au Till de Bernard?)
47 Unité 6 (till apparenté au Till de Bernard?)
47 Discussion générale des unités 1, 2, 4, 5 et 6
47 Unité 7 (sédiments de la Mer Post-Banks)
47 Unité 8 (Formation de Morgan Bluffs)
47 Unité 9 (Till de Kellett)
48 Unité 10 (sédiments de la Mer Big)
50 Unité 11 (Formation de Cape Collinson)
51 Unité 12 (sédiments de la Mer Pré-Amundsen)
51 Unité 13 (Till de Jesse)
51 Conclusion
51 Les coupes des falaises Morgan
51 Introduction
51 Unité 1 (sédiments de la Mer Pré-Banks)
53 Unité 2 (till apparenté au Till de Bernard?)
53 Unité 3 (sédiments marins ou glacio-marins?)
53 Unité 4 (till apparenté au Till de Bernard?)
53 Discussion générale sur les unités 2, 3 et 4
53 Unité 5 (sédiments de la Mer Post-Banks)
54 Unité 6 (Formation de Morgan Bluffs)
55 Unité 7 (sédiments de la Mer Pré-Thomsen)
55 Unité 8 (Till de Kellett)
56 Unité 9 (gravier fluvio-glaciaire?)
56 Unité 10 (sédiments de la Mer Big)
56 Unité 11 (Till de Jesse)
56 Conclusion
56 Les coupes des falaises marines de la côte ouest
56 Introduction
56 Les coupes des falaises Duck Hawk
56 Introduction
57 Unités 1 et 2 (formations de Beaufort et de Kanguk)
57 Unité 3 (Formation de Worth Point)
57 Unité 4 (sédiments de la Mer Pré-Banks)
57 Unité 5 (Till de Bernard)
57 Unité 6 (sédiments de la Mer Post-Banks)
57 Unité 7 (sédiments non différenciés)
57 Conclusion
57 Les coupes de la pointe Worth
57 Introduction
57 Unités 1 et 2 (formations de Beaufort et de Kanguk)
58 Unités 3 et 5 (Till de Bernard)
58 Unité 4 (Formation de Worth Point)
58 Unité 6 (sédiments non différenciés)
58 Conclusion
58 Conclusion
58 Description sommaire d'autres coupes importantes
58 Introduction
58 Coupe sur la rive droite de la rivière Thomsen
59 Coupe sur la rive gauche de la rivière "Ivitaruk"
59 Coupe dans une falaise marine à 25 km au sud de la baie Jesse
59 Coupe dans une falaise marine à 12 km au sud-ouest de l'embouchure de la rivière Nelson
59 Commentaires sur la Mer Big
60 Corrélation et datation des séquences de sédiments quaternaires par les acides aminés
62 Essai de corrélation entre les différentes unités
62 Conclusion

62 SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET ÉVOLUTION DE L'ÎLE BANKS AU QUATERNAIRE
62 Introduction
62 Base de la reconstitution
64 L'Île Banks avant la Glaciation de Banks
64 L'île Banks au post-Miocène
64 Région non glaciée
64 Événements quaternaires antérieurs à la Glaciation de Banks
65 La Glaciation de Banks
65 Introduction
65 Submersion par la Mer Pré-Banks et englaciation
65 Déglaciation
65 Retrait initial et impact des eaux de fonte sur le modelé
65 Le Lac glaciaire Egina
67 Le Lac glaciaire Storkerson
67 Déglaciation et submersion par la Mer Post-Banks
67 Modifications ultérieures du modelé
67 Âge de la Glaciation de Banks
67 L'Interglaciaire de Morgan Bluffs
69 La Glaciation de Thomsen
69 Introduction
69 Submersion par la Mer Pré-Thomsen et englaciation
70 Événements dans les régions non glaciées
70 Introduction
70 Impact des eaux de fonte sur le modelé
70 Les lacs glaciaires Parker et Dissection: phases initiales
71 La Mer Big: phase initiale
71 Déglaciation et submersion des régions nouvellement déglaciées par la Mer Big et le Lac Parker
72 Modifications ultérieures du modelé
73 Âge de la Glaciation de Thomsen
73 L'Interglaciaire de Cape Collinson
73 La Glaciation d'Amundsen
73 Introduction
75 Le Stade de M'Clure
75 Introduction
75 Le Lobe de Prince of Wales
75 Englaciation et submersion par la Mer Pré-Amundsen
75 Événements dans les régions non glaciées et submersion par les lacs glaciaires Sarfarssuk
77 Déglaciation et submersion des régions nouvellement déglaciées par les lacs Cardwell et De Salis et par la Mer d'East Coast
78 Modifications ultérieures du modelé
78 Le Lobe de Thesiger
78 Englaciation
78 Événements dans les régions non glaciées et submersions par les lacs glaciaires Rufus, Masik et Raddi
79 Déglaciation et submersion par la Mer de Meek Point
79 Modifications ultérieures du modelé
79 Le Lobe de Prince Alfred
79 Englaciation
80 Événements dans les régions non glaciées et submersion par les lacs glaciaires Ballast et Ivitaruk
80 Déglaciation et submersion par les mers de Meek Point et Investigator
81 Modifications ultérieures du modelé
81 Avancée de Sand Hills
83 Âge du Stade de M'Clure
83 Interstade entre les stades de M'Clure et de Russell
83 Le Stade de Russell
83 Introduction
83 Le Lobe de Viscount Melville
85 Submersion par la Mer de Schuyter Point
85 Les limites d'avancées du glacier laurentidien au cours de la dernière glaciation dans le sud-ouest de l'archipel Arctique canadien
85 Introduction
87 L'aire d'extension maximale du glacier laurentidien au Wisconsinien inférieur
87 L'aire d'extension maximale du glacier laurentidien au Wisconsinien supérieur
87 Conclusion
87 L'Holocène

89 | PROCESSUS ACTIFS, UTILISATION DU SOL ET RESSOURCES GRANULAIRES
89 | Introduction
89 | Les processus actifs
89 | L'action des eaux courantes
89 | Les actions reliées aux mouvements de masse
91 | Gélicontraction et fissuration et autres actions dues au gel
91 | Glace dans le sol et thermokarst
91 | L'action des eaux marines et des glaces flottantes
91 | L'action du vent et les accumulations nivales
93 | L'action de l'homme et des animaux
93 | Utilisation du sol
93 | Conséquences éventuelles de perturbations par l'homme
93 | Tolérance à l'égard de la circulation
93 | Les ressources granulaires
93 | Sable
93 | Gravier

93 | CONCLUSION

96 | RÉFÉRENCES

Appendices

103 | A) Analyses en laboratoire sur des échantillons de roche en place non lithifiée
104 | B) Analyses en laboratoire sur des échantillons de sédiments quaternaires
107 | C) Oligo-éléments des échantillons de till
110 | D) Liste des datations au radiocarbone effectuées sur l'île Banks

Tableaux

15 | 1. Données climatiques pour la période 1955-1970 – station météorologique de Sachs Harbour
17 | 2. Résultats moyens de diverses analyses en laboratoire effectuées sur des échantillons de tills de Bernard, de Kellett et de Jesse
46 | 3. Flore fossile identifiée dans quelques tourbes de l'île Banks
48 | 4. Faune fossile identifiée dans quelques tourbes de l'île Banks
60 | 5. Rapports de la fraction libre et totale des acides aminés D-alloisoleucine/L-isoleucine dans des coquillages d'**Hiatella arctica**
61 | 6. Rapports des acides aminés D-aspartic/L-aspartic dans du bois **Salix**
61 | 7. Corrélation et stratigraphie du Quaternaire de l'île Banks
94 | 8. Estimation de la susceptibilité aux perturbations des diverses formations superficielles
95 | 9. Estimation de la tolérance à l'égard de la circulation des diverses formations superficielles

Carte

en pochette | 1565A Île Banks – Géologie du Quaternaire./Banks Island – Quaternary Geology

Figures

3 | 1. Carte de localisation de l'île Banks
3 | 2. L'histoire glaciaire de l'île Banks envisagée par divers auteurs
5 | 3. Les limites des diverses régions naturelles de l'île Banks
5 | 4. Vue aérienne d'une région des hautes-terres disséquées de Colquhoun
6 | 5. Vue aérienne de la région des hautes-terres disséquées de Colquhoun et de la plaine côtière de Ballast
6 | 6. Vue aérienne du plateau disséqué de Pim à proximité du détroit de M'Clure
8 | 7. Vue aérienne de la région des basses-terres ondulées de Bernard
8 | 8. Vue aérienne de la région des basses-terres décapées de Thomsen et de la région des hautes-terres disséquées de Colquhoun
9 | 9. Vue aérienne de la région des hautes-terres disséquées de Nelson
9 | 10. Vue aérienne d'une partie du secteur sud de la ceinture morainique de Prince of Wales
10 | 11. Carte des environs de l'île Banks donnant la bathymétrie marine
10 | 12. Répartition des formations géologiques préquaternaires de l'île Banks
12 | 13. Vue du cap Lambton, à l'extrémité sud de l'île Banks, où affleure la Formation de Glenelg
12 | 14. Vallée, à l'est du cap Vesey Hamilton, entaillée dans la Formation de Parry Islands

12	15. Sédiments de la Formation d'Isachsen affleurant le long de la vallée de la rivière Baker
12	16. Coupe dans les formations de Kanguk, de Hassel et de Christopher sur la rive gauche de la rivière Thomsen
14	17. Coupe dans les formations de Beaufort et d'Eureka Sound sur la rive gauche de la rivière Muskox
15	18. Coupe sur la rive droite de la rivière Fawcett dans du sable et du gravier de la Formation de Beaufort
17	19. Répartition dans l'île Banks des 11 nappes de till discutées dans le texte
18	20. Contenu en sable, silt et argile des tills de Bernard, de Kellett et de Jesse
18	21. Teneur moyenne de 14 oligo-éléments contenus dans les tills de Bernard, de Kellett et de Jesse
20	22. Vue aérienne d'une région recouverte de Till de Bernard
20	23. Surface recouverte du Till de Plateau dans la région du cours supérieur de la rivière Dissection
20	24. Vue aérienne de la région à la tête de la rivière Kellett
24	25. Vue aérienne de la région du lac Shoran
26	26. Vue aérienne d'une région élevée recouverte de Till de Jesse
26	27. Vue aérienne de la région à l'est de Sachs Harbour
26	28. Affleurement poli et débité de diabase de la Formation de Glenelg
28	29. Vue aérienne de la région au sud du détroit de M'Clure et à l'ouest de la rivière Ballast
28	30. Crêtes morainiques constituées de Till de Carpenter
32	31. Moraine frontale associée à la nappe de Till de Jesse
32	32. Collines coniques constituées de sable et de gravier stratifiés
32	33. Chenal d'écoulement d'eaux de fonte au sud-ouest de la baie Jesse
36	34. Coupe dans des varves du Lac glaciaire Ivitaruk
36	35. Région recouverte par la Mer Big dans l'île Banks
38	36. Vue aérienne de la région côtière ouest de l'île Banks montrant la limite maximale atteinte par la Mer Big
40	37. Vue aérienne de la limite maximale atteinte par les mers Big et de Meek Point
42	38. Déflation éolienne sur la plaine d'épandage deltaïque au sud-est de Sachs Harbour
44	39. Localisation dans l'île Banks des coupes stratigraphiques décrites dans le texte
44	40. Vue de la coupe A à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson
en pochette	41. Lithostratigraphie des sédiments quaternaires de la région côtière à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson
en pochette	42. Coupe composite des sédiments quaternaires de la région côtière à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson
46	43. Vue d'une des strates organiques intercalées dans des sédiments fins périmarins de la Formation de Morgan Bluffs
49	44. Coupe montrant une séquence de rythmites silteuses et de sable et de gravier deltaïques de la Mer Big surmontée d'un placage de Till de Jesse
49	45. Coupe montrant du sable et du gravier deltaïques de la Mer Big surmontés de sédiments de la Formation de Cape Collinson, de sable et de gravier de la Mer Pré-Amundsen et du Till de Jesse
50	46. Détail des strates de tourbe et de silt de l'Interglaciaire de Cape Collinson intercalées entre, en dessous du sable et du gravier deltaïques de la Mer Big, et au-dessus du sable et du gravier de la Mer Pré-Amundsen
52	47. Coupe C (falaises Morgan) à l'est de la baie Jesse montrant des sédiments de la Mer Post-Banks surmontés de sable et de gravier de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs, de sédiments de la Mer Pré-Thomsen et des tills de Kellett et de Jesse
52	48. Coupe L (falaises Morgan) à l'est de la baie Jesse montrant les sédiments de la Mer Pré-Banks surmontés des tills des unités 2 et 4 et de rythmites de la Mer Post-Banks
en pochette	49. Lithostratigraphie des sédiments quaternaires des coupes des falaises Morgan à l'est de la baie Jesse
en pochette	50. Coupe composite des sédiments quaternaires des falaises Morgan à l'est de la baie Jesse

54	51. Vue du contact entre les tills des unités 2 et 4 de la coupe F (falaises Morgan) à l'est de la baie Jesse
54	52. Détail des rythmites de la Mer Post-Banks de la coupe C (falaises Morgan) à l'est de la baie Jesse
55	53. Strates de tourbe dans du sable et du gravier, probablement périmarins, de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs de la coupe C (falaises Morgan) à l'est de la baie Jesse
55	54. Vue du contact entre le Till de Kellett et des rythmites silteuses de la Mer Big dans la coupe D, (falaises Morgan) à l'est de la baie Jesse
en pochette	55. Lithostratigraphie composite des sédiments quaternaires des falaises marines Duck Hawk et de la pointe Worth
en pochette	56. Coupe composite des sédiments quaternaires des falaises marines Duck Hawk et de la pointe Worth
en pochette	57. Lithostratigraphie de trois coupes supplémentaires
59	58. Coupe dans des rythmites de la Mer Big
	59. Corrélation stratigraphique entre les coupes composites de l'est de la rivière Nelson, des falaises Morgan et Duck Hawk et de la pointe Worth (en pochette)
63	60. Carte paléogéographique de l'île Banks montrant les limites d'avancées glaciaires lors des glaciations de Banks, de Thomsen et d'Amundsen
66	61. Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors de la Glaciation de Banks
68	62. Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors de la Glaciation de Thomsen
74	63. Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen
76	64. Vue aérienne du secteur est de l'île Banks immédiatement au sud de la baie Jesse
82	65. Vue aérienne de la région au sud-est de la pointe Parker
84	66. Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors du Stade de Russell de la Glaciation d'Amundsen
85	67. Variations du niveau de la mer au Wisconsinien supérieur et au cours de l'Holocène sur la côte est
86	68. Carte du sud-ouest de l'archipel Arctique canadien montrant la limite proposée de l'avancée glaciaire au Wisconsinien inférieur
86	69. Carte du sud-ouest de l'archipel Arctique canadien montrant la limite proposée de l'avancée glaciaire au Wisconsinien supérieur
88	70. Érosion fluviale et thermique de la rive droite de la rivière Ballast
88	71. Érosion sous forme de "badlands" de silt de la Mer Big
88	72. Réseau trié sur une pente à faible inclinaison
88	73. Lobe de solifluction constitué de gélifracts de grès dévonien
90	74. Coulées de mollisol dans du silt de la Formation de Christopher
90	75. Polygones à centre déprimé à proximité du lac Raddi
90	76. Grès de la Formation de Weatherall soulevé par le gel
90	77. Coins de glace dans des colluvions
92	78. Nappe de glace massive entre, en dessous du silt de la Mer Big et, au-dessus du Till de Jesse
92	79. Forme de thermokarst dans du silt de la Formation de Kanguk
92	80. Niches de nivation dans du silt de la Formation de Christopher
92	81. Thermokarst anthropique à Sachs Harbour

LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET LA GÉOMORPHOLOGIE DE L'ÎLE BANKS, ARCTIQUE CANADIEN

Résumé

L'île Banks, sise en bordure du continent nord-américain, est un désert polaire où une longue suite d'événements quaternaires sont préservés et où les inlandsis continentaux venant d'un centre de dispersion au sud-est ont atteint au moins à trois reprises leur extension maximale. La plus vieille et la plus puissante Glaciation de Banks a submergé toute l'île sauf le nord-ouest. La Mer glacio-isostatique Pré-Banks a précédé l'englaciation tandis que la Mer Post-Banks et les lacs glaciaires Egina et Storkerson ont existé lors de la déglaciation. Après l'Interglaciaire de Morgan Bluffs, marqué par un climat semblable à celui qui existe aujourd'hui, le sud, l'est et le bassin de la rivière Thomsen, dans le centre nord, ont été submergés par les glaces au cours de la Glaciation de Thomsen. Les lacs glaciaires Parker et Dissection ont existé dans le nord-est. La Mer Pré-Thomsen a précédé l'englaciation, tandis que la Mer Big a submergé de vastes régions lors de la déglaciation. Suite au dernier Interglaciaire de Cape Collinson, marqué par un climat un peu plus chaud que celui de l'hypsithermal, des lobes de glace laurentidiens ont empiété sur les régions côtières de l'île, au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen au Wisconsinien inférieur. Les lobes de Prince of Wales et de Thesiger, émanant du golfe Amundsen, ont respectivement progressé, l'un vers le nord-est dans le détroit du Prince-de-Galles, empiétant sur la côte est de l'île, l'autre vers le nord-ouest, empiétant sur la côte sud-ouest de l'île. Au même moment, le Lobe de Prince Alfred, émanant du détroit du Vicomte-Melville, a progressé vers l'ouest dans le détroit de M'Clure en empiétant sur la côte nord. Les lacs glaciaires Sarfarssuk, Cardwell et De Salis ont été retenus au front du Lobe de Prince of Wales, les lacs Masik, Rufus et Raddi, au front du Lobe de Thesiger et les lacs Ballast et Ivitaruk, au front du Lobe de Prince Alfred. La Mer Pré-Amundsen a précédé l'englaciation de la côte sud, tandis que la Mer d'East Coast a submergé l'est de l'île jusqu'à 120 m, la Mer de Meek Point, l'ouest jusqu'à 20 m et la Mer Investigator, le nord jusqu'à 30 m, lors de la déglaciation. Un complexe morainique a été édifié sur la côte sud-ouest par l'avancée tardive de Sand Hills du Lobe de Thesiger. Après une période interstadiaire, la pointe nord-est de l'île a été recouverte par le Lobe de Viscount Melville, émanant du détroit du Vicomte-Melville, lors du Stade de Russell de la Glaciation d'Amundsen au Wisconsinien supérieur, et la côte est a été submergée jusqu'à 25 m par la Mer de Schuyter Point. L'auteur décrit et nomme les sédiments mis en place au cours de ces événements, établit leur stratigraphie et suggère enfin les limites d'avancée du glacier laurentidien, dans le sud-ouest de l'archipel Arctique, au Wisconsinien inférieur et supérieur.

Abstract

Banks Island, situated on the edge of the North American Continent, is a polar desert where a long sequence of Quaternary events are preserved and where continental ice sheets, spreading from a dispersal centre to the southeast, reached their maximum extent on at least three occasions. The oldest and most powerful Banks Glaciation affected all but the northwest part of the island. The Pre-Banks glacio-isostatic Sea preceded glacierization while the Post-Banks Sea, and glacial lakes Egina and Storkerson, were formed during deglaciation. Following Morgan Bluffs Interglaciation characterized by a climate similar to that of today, the south, the east and the Thomsen River basin in the north-centre were covered by ice during Thomsen Glaciation. Glacial lakes Parker and Dissection existed in the northeast. The Pre-Thomsen Sea preceded the glacierization, while the Big Sea inundated much of western, central and eastern Banks Island during deglaciation. Following the last or Cape Collinson Interglaciation characterized by a climate warmer than that of the hypsithermal, Laurentide glacial lobes impinged on the coastal areas, during the early Wisconsinan M'Clure Stade of Amundsen Glaciation. Prince of Wales and Thesiger lobes, emanating from Amundsen Gulf, respectively advanced, one towards the northeast in Prince of Wales Strait, impinging on the east coast, the other towards the northwest impinging on the southwest coast. At the same time, Prince Alfred Lobe, originating in Viscount Melville Sound, advanced in M'Clure Strait and impinged on the north coast. Glacial lakes Sarfarssuk, Cardwell and De Salis were created at the margin of Prince of Wales Lobe; glacial lakes Masik, Rufus and Raddi at the margin of Thesiger Lobe; and glacial lakes Ballast and Ivitaruk at the margin of Prince Alfred Lobe. The Pre-Amundsen Sea preceded the glacierization of the south coast, while East Coast Sea submerged the east coast up to 120 m, Meek Point Sea the west up to 20 m and Investigator Sea the north up to 30 m, during deglaciation. The late Sand Hills Readvance of Thesiger Lobe built a morainic system on the southwest coast. Following an interstadial, the northeastern tip of the island was covered, during the Late Wisconsinan Russell Stade of Amundsen Glaciation, by Viscount Melville Lobe, emanating from Viscount Melville Sound, and the east coast was drowned up to 25 m by Schuyter Point Sea. The deposits related to all of these events are described and named and their stratigraphy is established. Limits of extent of Laurentide ice in the southwestern Archipelago are proposed for the early and Late Wisconsinan.

INTRODUCTION

Objectif et plan de l'étude

L'île Banks est située au sud-ouest de l'archipel Arctique canadien (fig. 1) dans une région où les diverses calottes glaciaires nord-américaines ont atteint à plusieurs reprises au Quaternaire leur extension maximale. La morphologie actuelle de l'île Banks résulte donc en grande partie de l'englaciation et de la déglaciation successives de divers secteurs de l'île au Quaternaire. L'objectif de ce rapport est de reconstituer les nombreux événements glaciaires et connexes ayant eu lieu sur l'île Banks afin de voir comment ceux-ci ont à tour de rôle contribué à façonner l'île.

Afin d'atteindre cet objectif, après avoir brièvement décrit l'environnement physique de l'île Banks, la présente étude traitera, de la façon la plus objective possible, de la répartition des dépôts quaternaires, non seulement dans leur extension spatiale mais également en coupe. Cette étape rendra disponible les données de base qui vont permettre de passer à la phase interprétative du travail, soit la reconstitution systématique des événements ayant façonné l'île. Les processus géomorphologiques qui affectent actuellement l'île seront ensuite brièvement décrits et quelques commentaires seront faits sur la sensitivité et l'utilité comme matériau de construction des diverses formations superficielles. En plus des nouvelles connaissances qu'il apporte sur une immense région pratiquement inconnue, ce travail contribue à une meilleure compréhension des glaciations quaternaires, non seulement dans l'Arctique canadien, mais en Amérique du Nord. Quelques commentaires à cet égard seront présentés en conclusion. Il est à noter que tous les noms géographiques entre guillemets ont été soumis, mais n'ont pas encore été acceptés par le Comité permanent canadien des noms géographiques.

Exploration de l'île Banks

Des datations au radiocarbone (GSC-651 3 420 ± 150 et GSC-669 3 440 ± 150) (Lowdon et al., 1969), effectuées sur du charbon de bois et des ossements prélevés dans un site archéologique à proximité du lac Shoran, témoignent de la présence d'Inuit sur l'île Banks depuis au moins 3 500 ans. Ce n'est cependant qu'en 1820 qu'un homme blanc aperçut l'île pour la première fois. Le lieutenant Beechey, membre de l'expédition de Parry à la recherche du passage du nord-ouest, signala la présence d'une terre au sud-ouest de l'île Melville. Parry nomma cette terre "Banks Land" (Parry, 1821).

En 1850, le capitaine M'Clure, à la recherche de Franklin, devint le premier Occidental à poser le pied sur l'île Banks (M'Clure, 1854).

Les premières observations topographiques ou géologiques concernant l'île proviennent de la mission de M'Clure entre 1850 et 1853 (Osborn, 1856 et Armstrong, 1857). D'autres informations, souvent hétéroclites, sont contenues dans les divers rapports découlant des missions de Bernier en 1909 (Bernier, 1910), de Stefansson entre 1914 et 1917 (Stefansson, 1921), de Porsild en 1949 (Porsild, 1950 et 1955) et de Manning en 1952 et 1953 (Manning, 1953 et 1956). Dans un de ses ouvrages, Manning (1956, p. 14-24) présente une synthèse de l'historique de l'exploration de l'île jusqu'en 1954.

Travaux antérieurs concernant l'histoire glaciaire de l'île Banks

Plusieurs travaux concernant la géologie et la géomorphologie de l'île Banks ont déjà été publiés. Des discussions sur l'apport de ceux-ci sont insérées à même le texte aux endroits pertinents. En guise d'introduction au présent travail, l'auteur ne présentera ici qu'un bref historique de la pensée de divers chercheurs sur l'histoire glaciaire de l'île.

Dès sa première exploration, M'Clure avait noté la présence de blocs erratiques sur l'île, donc d'une avancée glaciaire (Armstrong, 1857, p. 210-211, 305-307, 527-528). Washburn (1942, p. 124-125, et 1947, p. 49) a cependant été le premier, en 1938, à identifier la présence de till sur l'île dans la région de la baie De Salis. En se basant sur cette observation, Washburn avance que les glaces ont déjà recouvert le secteur sud de l'île.

Le fait que jusqu'en 1945 l'histoire glaciaire de l'île était encore totalement inconnue est évident à l'examen de la carte glaciaire de l'Amérique du Nord (Flint et al., 1945). Sur cette carte (fig. 2), les auteurs indiquent qu'ils ignorent si l'île a été glaciée au Wisconsinien, avant le Wisconsinien ou pas du tout.

Hobbs (1945), en se basant sur la répartition des lacs actuels le long de la côte est, qu'il associe à une activité glaciaire au cours de la "glaciation wisconsinienne", montre une limite d'avancée glaciaire qui traverse l'île depuis la baie Thesiger jusqu'à la pointe Parker (fig. 2).

Porsild (1950), dans le cadre de son étude de la flore de l'île Banks, fait quelques commentaires sur le caractère glaciaire ou non glaciaire de certaines régions de l'île. Il croit qu'un glacier local a recouvert les parties élevées de la pointe sud, qu'un glacier a submergé la côte est jusqu'à au moins 150 ou 170 m d'altitude et que les glaces ne semblent pas avoir recouvert le plateau du nord-est de l'île ainsi que les régions côtières nord et ouest.

Jenness (1952), en se basant sur la présence de dépôts et de formes typiquement glaciaires, a tracé une limite d'avancée (fig. 2) traversant l'île du sud-ouest au nord-est, similaire à celle de Hobbs (1945). Il indique que cette ligne marque la limite d'avancée d'une "glaciation continentale". Il croit également que le nord de l'île n'a pas été glacié par un glacier continental, bien qu'il n'exclue pas la possibilité de la présence d'une masse de glace locale dans cette région. Il mentionne finalement que l'histoire glaciaire de la région ouest demeure incertaine.

Manning (1956) présente quelques observations qui confirment la présence de dépôts glaciaires sur la côte est. Il mentionne que le réseau de drainage du secteur ouest de l'île résulte de la présence d'un glacier dans la région est. Il ne semble pas exclure la possibilité que les glaces aient recouvert l'ouest de l'île à un moment donné puisqu'il mentionne qu'il a observé du till sur des collines dans cette région.

Une limite, séparant la région est glaciée de la région ouest non glaciée et correspondant essentiellement à celle de Hobbs (1945) et Jenness (1952), est indiquée (fig. 2) sur la première carte glaciaire du Canada (Wilson et al., 1958). Cette carte fait, en somme, le point sur ce qui semble être le consensus à la fin de la décennie des années 50. Un glacier continental a inondé l'est de l'île Banks, probablement lors de la dernière glaciation, et il n'est pas assuré que les glaces aient déjà recouvert la région ouest et nord de l'île.

Une connaissance plus approfondie de l'histoire glaciaire va découler du relevé à l'échelle de la reconnaissance des formations superficielles de l'île Banks, entrepris par J.G. Fyles de la Commission géologique du Canada, en 1959 et 1960. Craig et Fyles (1960) indiquent que la région côtière sud-ouest et est de l'île a été submergée par le glacier laurentidien au Wisconsinien "classique" et que le reste de l'île a également été glacié par un glacier laurentidien, peut-être à plus d'une reprise, mais probablement avant le Wisconsinien (fig. 2). Fyles (1962, p. 10) reconnaît la présence de "ceintures morainiques" sur les côtes est et

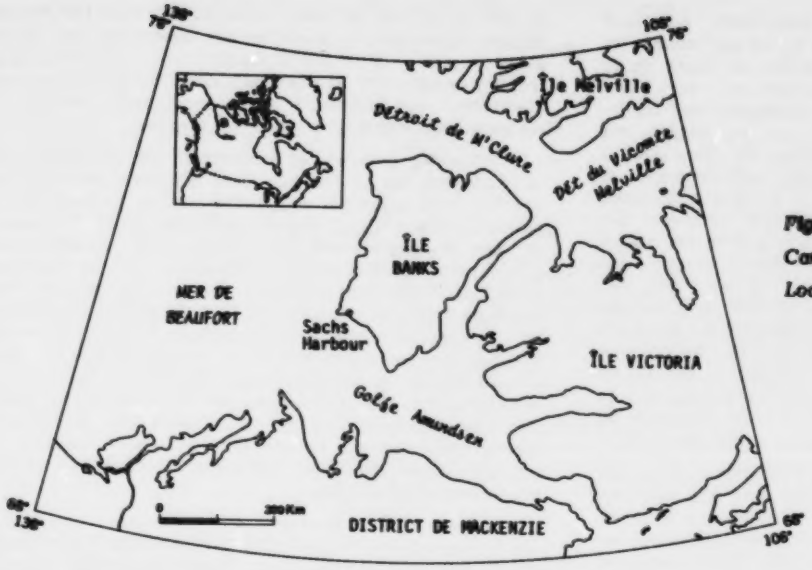


Figure 1
Carte de localisation de l'île Banks.
Location map of Banks Island.

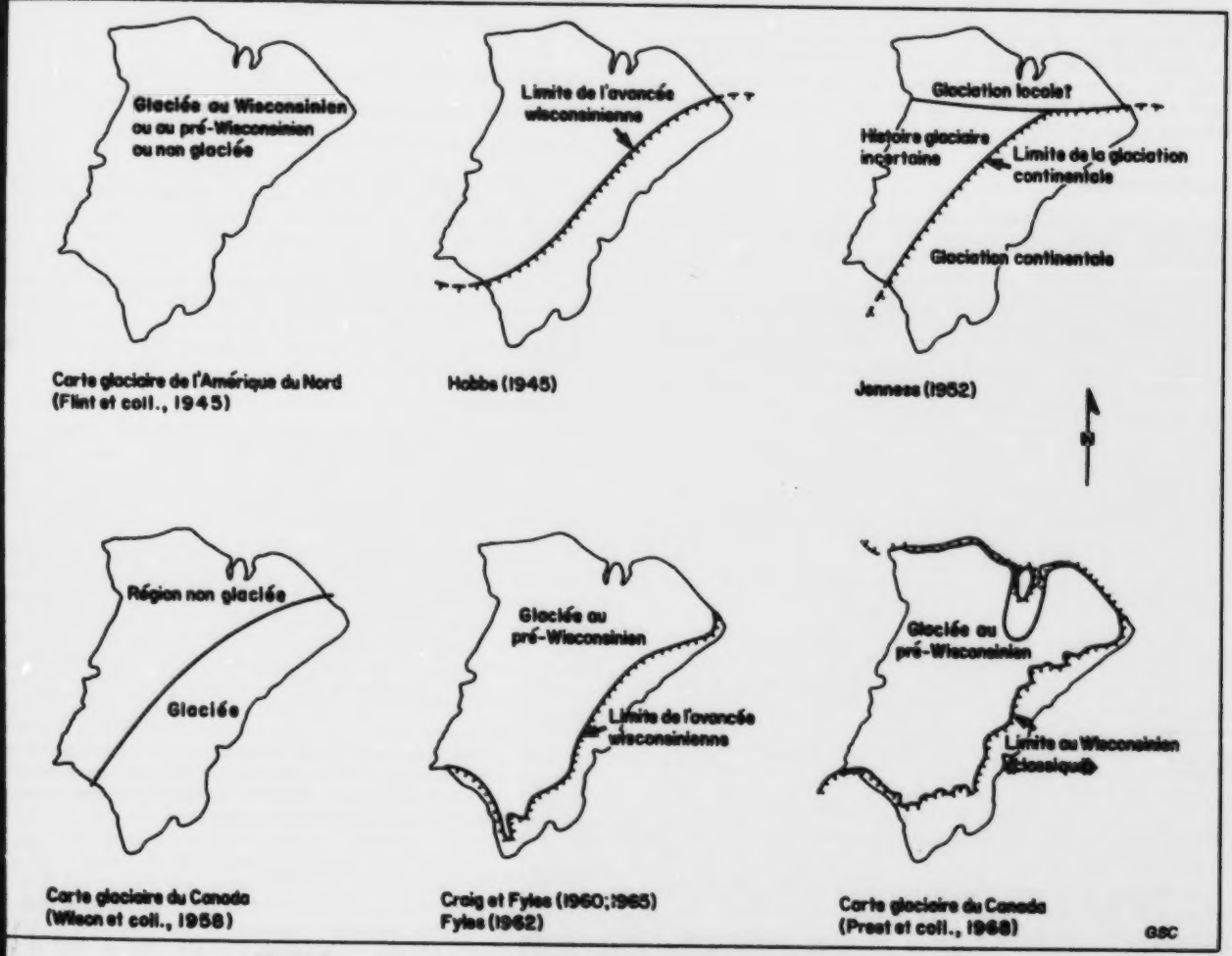


Figure 2. *L'histoire glaciaire de l'île Banks envisagée par divers auteurs.*
The glacial history of Banks Island viewed by different authors.

sud-ouest et dans la partie ouest de la côte nord. Il indique que la ceinture est date du Wisconsinien "classique" et que les deux autres ceintures ont pu être édifiées au cours de la même glaciation ou en partie ou totalement au cours d'une glaciation antérieure. Fyles présente également des observations qui indiquent sans équivoque que les glaces ont recouvert à un moment donné les régions de l'île, sises à l'extérieur des ceintures morainiques déjà mentionnées. Il ajoute cependant qu'il est possible que le secteur nord-ouest de l'île n'ait jamais été glacié. Dans une synthèse des données disponibles concernant le Quaternaire de l'Arctique canadien, Craig et Fyles (1965) reprennent certains des arguments déjà publiés (Craig and Fyles, 1960, et Fyles, 1962). Ils croient cependant que le lobe de glace qui s'est écoulé dans le détroit de Parry (détroit de M'Clure) laissant des dépôts glaciaires sur la côte nord de l'île précède le Wisconsinien. Suite à une nouvelle mission de terrain en 1968, Fyles (1969) avance que la région morainique sur la côte nord a été mise en place lors de l'avancée maximale du glacier wisconsinien. French (1972a) appuie cette assertion.

Suite aux travaux de Fyles, l'on considère donc que les côtes sud-ouest, est et nord de l'île ont été glaciées au Wisconsinien "classique" ou supérieur, alors que le reste de l'île l'a été avant cette période. Cette interprétation a été adoptée lors de la préparation d'une seconde carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968) (fig. 2) et de la carte du retrait glaciaire lors de la dernière glaciation (Prest, 1969), dans l'importante synthèse sur le Quaternaire du Canada de Prest (1970), et généralement dans toutes les études subséquentes où l'on présente des cartes montrant l'aire d'extension de la calotte laurentidienne (Hughes et al., 1977).

Relevés actuels

L'étude de l'île Banks entreprise en 1974 avait comme principal objectif le dessein de dresser une carte des formations superficielles et d'expliquer l'évolution morphologique du territoire au Quaternaire. Les travaux ont été exécutés en hélicoptère au cours des étés de 1974 et 1975. Des relevés stratigraphiques détaillés ont été complétés dans quatre régions du sud et de l'est en 1977. Quelques travaux, résultant de ces études, ont déjà été publiés (Vincent, 1978a-d, 1980a-b, 1981 et 1982; Vincent and Edlund, 1978; Morris and Vincent, 1979; et Pissart et al., 1977).

Remerciements

Ce travail a fait l'objet d'une thèse de D.Sc., sous la direction de M.R. Souchez, présentée à l'Université de Bruxelles. Les travaux sur le terrain n'auraient pu être réalisés sans le concours de l'Étude du plateau continental polaire qui s'est très efficacement occupée de la logistique en 1974, 1975 et 1977.

M. J.G. Fyles fut le premier à effectuer des travaux concernant le Quaternaire de l'île Banks. Les discussions menées avec lui se sont avérées une aide précieuse, ainsi que les nombreux échanges de vues avec des collègues, particulièrement MM. R.J. Fulton, D.R. Grant et A.S. Dyke. L'auteur tient également à exprimer sa grande reconnaissance aux assistants diplômés (C. Tucker et C. Gauthier), aux étudiants, aux cuisiniers, aux gérants de camps (R. Thomas et J.P. Bacle) et aux pilotes et mécaniciens d'avions et d'hélicoptères qui ont travaillé avec lui lors des missions de terrain.

Plusieurs autres collègues ont activement participé à ce travail en identifiant les fossiles contenus dans divers échantillons. M. J. Matthews, Jr., a identifié la faune et les macrorestes végétaux, M. R.J. Mott et M^me^ L.D. Farley-Gill, le pollen et le bois, M^me^ S. Lichti-Federovich, les diatomées, et M^lle^ S. Edlund, la flore actuelle. M. C.R. Harington, des Musées nationaux, a identifié des ossements de vertébrés, alors que M^me^ M.F.I. Smith et M^me^ I. Lubinsky, respectivement des Musées nationaux et de l'Université du Manitoba, ont identifié des coquillages marins. La reconnaissance de l'auteur leur est acquise.

Diverses analyses en laboratoire ont grandement aidé à la réalisation de ce travail. Des datations au radiocarbone ont été effectuées par le Laboratoire de datation au radiocarbone de la C.G.C., sous la direction de M. W. Blake, fils, et par le Laboratoire de datation au radiocarbone de l'Université de Washington à Seattle, sous la direction de M. M. Stuiver. Des analyses aux acides aminés ont été obtenues grâce au concours de M. G.H. Miller, de l'Université du Colorado, et de M. N.W. Rutter, de l'Université d'Alberta. Des analyses granulométriques et autres ont été réalisées par le Laboratoire de sédimentologie de la Division de la science des terrains de la C.G.C., alors que les analyses des argiles et des oligo-éléments ont été effectuées par la Division des laboratoires centraux de la C.G.C. L'auteur remercie toutes les personnes oeuvrant dans ces laboratoires pour leur précieuse collaboration.

L'ensemble du travail a été grandement amélioré grâce aux commentaires critiques de M. S. Occhietti de l'Université du Québec à Montréal et M. H. French, de l'Université d'Ottawa, a eu la bienveillance de commenter la section sur les processus actifs.

L'ENVIRONNEMENT PHYSIQUE DE L'ÎLE BANKS

Situation et physiographie (régions naturelles)

Situation

L'île Banks est située au sud-ouest de l'archipel Arctique canadien (fig. 1). Sa superficie est de 60,165 km^2, soit environ deux fois celle de la Belgique. Elle est entourée par la mer de Beaufort à l'ouest, le golfe Amundsen au sud, qui la sépare du continent, le détroit du Prince-de-Galles à l'est, qui s'interpose entre elle et l'île Victoria, et les détroits du Vicomte-Melville au nord-est et de M'Clure au nord, tous deux placés entre elle et les îles Melville et Prince-Patrick. Sachs Harbour, situé sur la côte sud-ouest, est le seul centre habité de l'île Banks.

Physiographie

Dunbar et Greenaway (1956), Fyles (1962) et Bostock (1970) ont subdivisé l'île Banks en régions physiographiques. La figure 3 est un nouvel essai de subdivision qui reprend et amplifie les classifications précédentes.

Dans un premier temps, l'île est partagée en trois grands ensembles (Hautes-terres septentrionales, Basses-terres centrales et Hautes-terres méridionales) qui découlent de la topographie, elle-même reliée à la structure et à la nature du substrat géologique. Dans un deuxième temps, ces grands ensembles sont subdivisés en régions naturelles qui reflètent l'action dominante de divers processus morphologiques. Les commentaires succints suivants, accompagnés de photographies aériennes obliques, fort éloquentes, donnent un aperçu des diverses régions naturelles. Ces commentaires permettront de comprendre comment la physiographie de l'île a joué un rôle dominant dans la localisation des marges glaciaires et des lacs et mers postglaciaires.

Les Hautes-terres septentrionales

Cet ensemble du centre-nord et nord-est de l'île (fig. 3) se trouve à des altitudes variant, à peu de chose près, entre 150 et 475 m. L'érosion fluviale, qui a fortement entaillé les formations sédimentaires horizontales ou faiblement inclinées, est dominante.

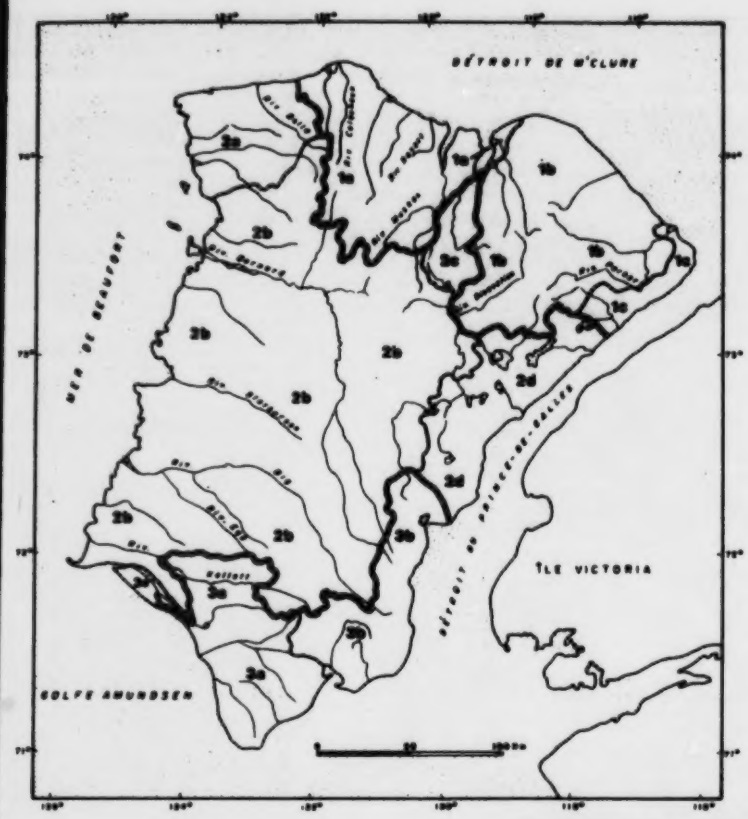


Figure 3

Les limites des diverses régions naturelles de l'île Banks. (1. HAUTES-TERRES SEPTENTRIONALES: 1a. Hautes-terres disséquées de Colquhoun, 1b. Plateau disséqué de Pim, 1c. Ceinture morainique de Prince of Wales; 2. BASSES-TERRES CENTRALES: 2a. Plaine côtière de Ballast, 2b. Basses-terres ondulées de Bernard, 2c. Basses-terres décapées de Thomsen, 2d. Ceinture morainique de Prince of Wales, 2e. Plaine d'épandage de Sachs; 3. HAUTES-TERRES MÉRIDIONALES: 3a. Hautes-terres disséquées de Nelson, 3b. Ceinture morainique de Prince of Wales.)

The limits of the various topographic regions on Banks Island. (1. NORTHERN UPLANDS: 1a. Colquhoun dissected uplands, 1b. Pim dissected plateau, 1c. Prince of Wales morainal belt; 2. CENTRAL LOWLANDS: 2a. Ballast coastal plain, 2b. Bernard rolling lowlands, 2c. Thomsen scoured lowlands, 2d. Prince of Wales morainal belt, 2e. Sachs outwash plain; 3. SOUTHERN UPLANDS: 3a. Nelson dissected uplands, 3b. Prince of Wales morainal belt).

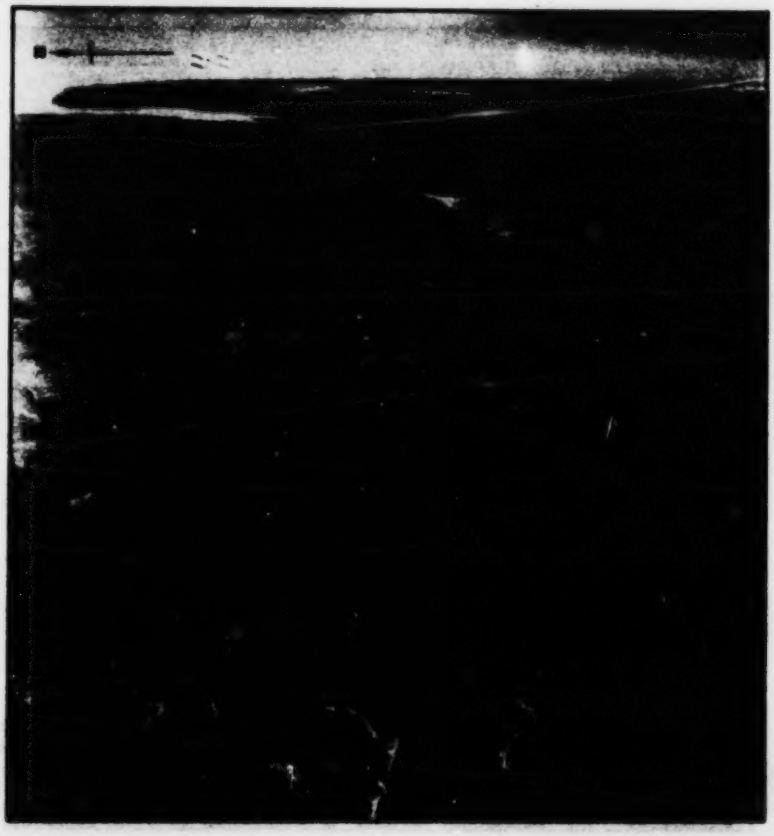


Figure 4

Vue aérienne d'une région des hautes-terres disséquées de Colquhoun. Au centre droit, les formations d'Eureka Sound et de Beaufort sont disséquées en "badlands". La surface des interfluves est recouverte de Till de Bernard mis en place au cours de la Glaciation de Banks. Photographie aérienne T479R-159, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of an area of the Colquhoun dissected upland. At the right centre, the Eureka Sound and Beaufort formations are dissected into badlands. Interfluves are covered by Bernard Till laid down during Banks Glaciation. Air photograph T479R-159, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

Figure 5

Vue aérienne, à l'avant-plan, de la région des hautes-terres disséquées de Colquhoun et, à l'arrière-plan, de la plaine côtière de Ballast. La limite d'avancée du glacier Banks est bien définie dans la partie supérieure gauche. Photographie aérienne T479R-194. Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view, in the foreground, of an area of the Colquhoun dissected upland and, in the background, of the Ballast coastal plain. The glacial limit of the Banks Glaciation is well defined in the upper left sector. Air photograph T479R-194, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

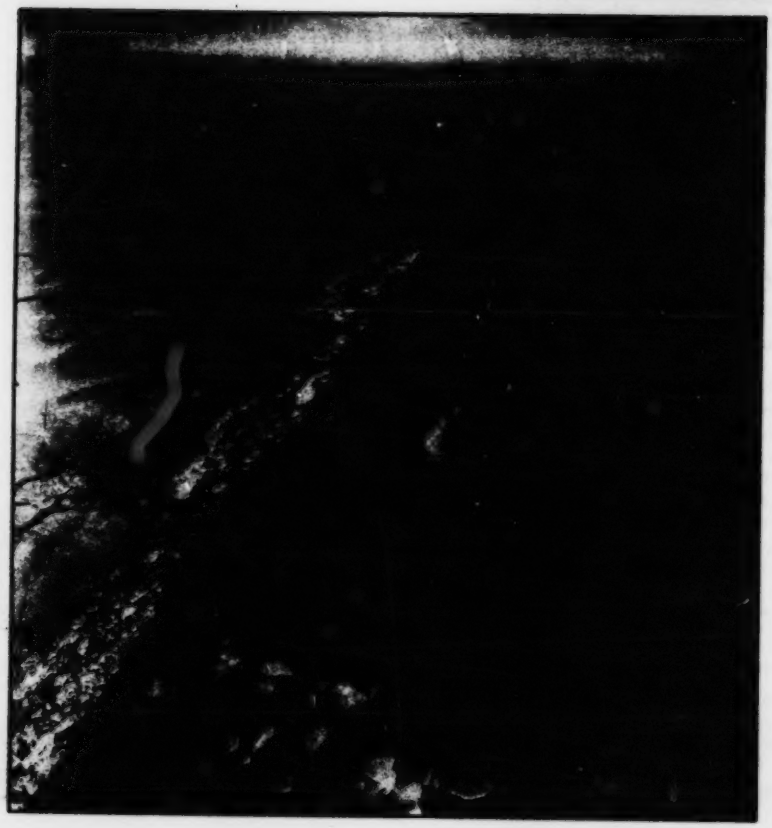


Figure 6

Vue aérienne du plateau disséqué de Pim à proximité du détroit de M'Clure. La roche en place fait partie de la Formation de Parry Islands. La dissection est plus intense à l'avant-plan. Photographie aérienne T421L-9, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of the Pim dissected plateau near M'Clure Strait. Bedrock is part of the Parry Islands Formation. Dissection is quite intense in the foreground. Air photograph T421L-9, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

La région des hautes-terres disséquées de Colquhoun au centre-nord (fig. 3, unité 1a; fig. 4, 5 et 8) est composée de formations préquaternaires peu ou non lithifiées, susceptibles à l'entaille fluviale comme en témoigne la présence d'importantes étendues de "badlands" et de vallées profondes de 50 à 150 m.

Le plateau disséqué de Pim au nord-est (fig. 3, unité 1b; fig. 6) est constitué par des formations sédimentaires lithifiées. Le long du détroit du Vicomte-Melville, des falaises continues, hautes de 180 à 300 m, bordent le plateau, lui-même entaillé par de nombreuses vallées étroites pouvant atteindre 300 m de profondeur. L'entaille fluviale est particulièrement intense à proximité de la côte et dans le secteur ouest, à l'est de la baie Mercy. Les interfluves sont larges et plats.

Le secteur nord de la ceinture morainique du Prince-de-Galles (fig. 3, unité 1c) est un complexe de sédiments glaciaires qui recouvrent le secteur est du plateau de Pim et qui confèrent au paysage un aspect plat que ne domine plus l'érosion fluviale. Il s'agit d'un secteur nettement glaciaire avec ses plaines de till, ses chenaux d'eaux de fonte et ses moraines.

Les Basses-terres centrales

Cet ensemble, qui englobe la partie ouest et le centre de l'île (fig. 3), est une plaine inclinée vers l'ouest dont l'altitude maximale atteint environ 250 m. Bien que les basses-terres soient topographiquement plutôt homogènes, on peut les subdiviser en cinq régions naturelles qui reflètent les actions glaciaires, marines, fluviales et périglaciaires qui les ont modifiées.

La plaine côtière de Ballast (fig. 3, unité 2a; fig. 3) au nord-ouest de l'île est une surface inclinée qui s'élève progressivement de la mer de Beaufort à l'ouest, vers l'intérieur des terres, jusqu'à une altitude d'environ 250 m. Cette ancienne plaine côtière est aujourd'hui drainée par des cours d'eau, s'écoulant vers l'ouest, qui ont creusé dans du sable et du gravier des vallées aux interfluves plats et uniformes et dont la profondeur peut atteindre une centaine de mètres.

Les basses-terres ondulées de Bernard (fig. 3, unité 2b; fig. 7) sont en réalité le prolongement vers le sud et l'est de la plaine côtière de Ballast. Contrairement à cette dernière région, cependant, les activités glaciaires, fluviales et marines lui ont conféré un tout autre aspect. Suite à l'action glaciaire, les surfaces sont plus morcelées et parsemées d'un dense réseau de vallées, généralement peu profondes, résultant de l'érosion par les eaux de fonte glaciaires. À proximité de la mer de Beaufort, l'action de nivellement liée aux transgressions marines a atténué les faibles dénivellations de relief.

Les basses-terres décapées de Thomsen (fig. 3, unité 2c; fig. 8) du centre nord-est une région constituée de formations sédimentaires lithifiées visiblement décapées et modelées par l'action glaciaire.

La partie centrale de la ceinture morainique du Prince-de-Galles (fig. 3, unité 2d), soit le prolongement vers le sud de cette ceinture morainique qui recouvrait le plateau de Pim, repose ici sur les Basses-terres centrales constituées pau des formations préquaternaires non lithifiées. Il s'agit d'un modelé d'accumulation glaciaire. Les surfaces sont caractérisées par la présence d'un dense réseau de lacs de thermokarst, particulièrement dans le secteur ouest de la région.

La plaine d'épandage de Sachs au sud-ouest de l'île (fig. 3, unité 2e) présente une zone plane d'accumulation associée aux eaux de fonte glaciaires. La surface est caractérisée par la présence de lacs de thermokarst et de zones de déflation éolienne.

Les Hautes-terres méridionales

Cet ensemble (fig. 3) qui englobe le sud de l'île est une région de hautes-terres culminant à 675 m d'altitude. L'érosion fluviale et l'action glaciaire ont contribué à donner une allure fort disséquée à cette région. Cette dernière est constituée, sauf pour l'extrémité sud et sud-ouest qui est formée de roches sédimentaires et ignées lithifiées, par des formations préquaternaires horizontales ou faiblement inclinées, peu ou non consolidées.

Les hautes-terres disséquées de Nelson (fig. 3, unité 3a; fig. 9) recouvrent le sud-ouest de l'île Banks que bordent, sur le pourtour sud et sud-ouest, des falaises atteignant 500 m de hauteur et développées dans des formations préquaternaires lithifiées. Le reste de la région est constitué par des formations non consolidées où l'érosion fluviale, comme dans la région des hautes-terres septentrionales de Colquhoun, est intense. Les vallées, souvent évasées, peuvent atteindre 300 m de profondeur. La dissection fluviale est dominante partout. Les interfluves ont un modelé glaciaire ondulé.

Le secteur sud de la ceinture morainique du Prince-de-Galles (fig. 3, unité 3b; fig. 10) est le prolongement vers le sud de la ceinture morainique décrite ci-dessus. Elle recouvre ici une région topographiquement élevée, constituée par des formations préquaternaires non consolidées. Les formes d'accumulation glaciaire et les lacs de thermokarst sont également caractéristiques de cette région.

Le réseau hydrographique

Les parties les plus élevées des hautes-terres disséquées de Colquhoun, du plateau de Pim et de la ceinture morainique du Prince-de-Galles servent de lignes de partage des eaux.

Les rivières les plus importantes sont bien encaissées dans les formations quaternaires et préquaternaires sous-jacentes. Le fond des vallées est habituellement caractérisé par la présence de terrasses en escalier et d'une large plaine inondable où coule une rivière à chenaux anastomosés. L'encaissement des rivières et la formation des terrasses peuvent être généralement imputés à l'action des eaux de fonte glaciaires au cours des diverses glaciations qui ont modifié le relief de l'île Banks au Quaternaire.

La bathymétrie marine

Les chenaux en milieu marin, entre l'île Banks et les îles avoisinantes, ont joué un rôle déterminant dans la localisation et l'extension des glaciers quaternaires. Afin de faciliter les discussions ultérieures, la figure 11 illustre la bathymétrie des chenaux. Le détroit du Prince-de-Galles est peu profond, alors que le détroit de M'Clure et le golfe Amundsen, avec des profondeurs atteignant plus de 500 m, le sont beaucoup plus.

Le cadre géologique préquaternaire

Introduction

Afin de comprendre le modelé glaciaire de l'île Banks, il est important de bien connaître les assises sur lesquelles les glaciers ont exercé leurs actions. La plus grande partie des régions glaciées au Quaternaire en Amérique du Nord sont constituées par des formations géologiques lithifiées. Sur l'île Banks, par contre, il s'agit généralement d'affleurements de formations gelées, très peu ou non lithifiées. Boulton (1979) a tenté de démontrer que le style de l'écoulement, de l'érosion et de l'accumulation glaciaire varie non seulement en fonction de la température à la base d'un glacier, mais aussi en fonction du type de lit, rocheux ou meuble, gelé ou non gelé. Il ressort de ce commentaire que l'action glaciaire sur l'île pourrait être particulière, étant donné la nature des assises géologiques.

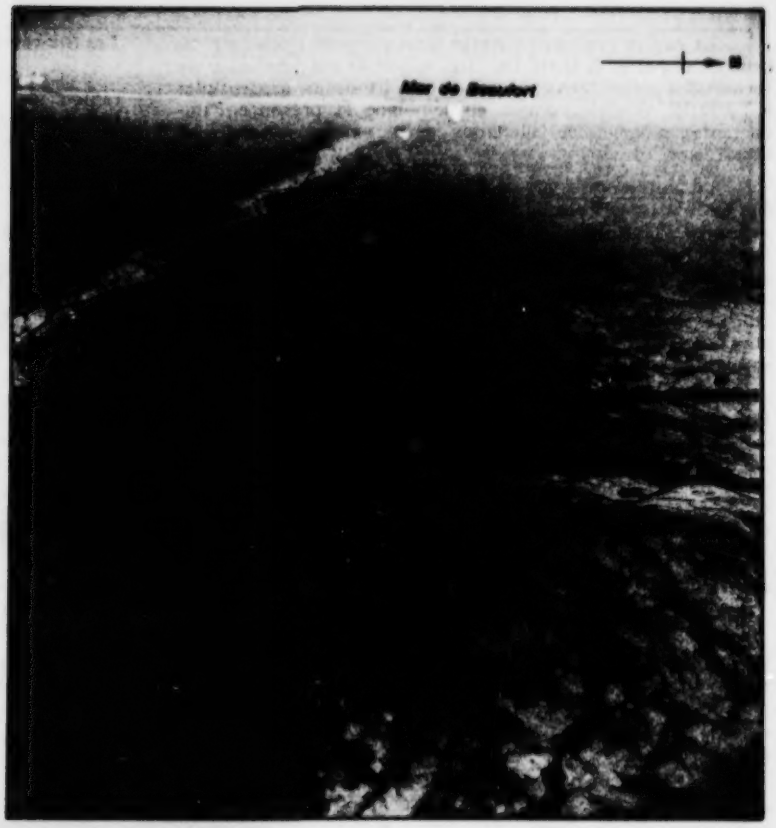


Figure 7

Vue aérienne de la région des basses-terres ondulées de Bernard. Le Till de Bernard recouvre la surface des interfluves les plus élevés. Les régions les plus basses ont été submergées par la Mer Big. Photographie aérienne T481R-166, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of the Bernard rolling lowlands. The higher interfluve areas are covered by Bernard Till. Lower lying areas have been submerged by Big Sea. Air photograph T481R-166, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

Figure 8

Vue aérienne de la région des basses-terres décapées de Thomsen et, dans le coin supérieur gauche, de la région des hautes-terres disséquées de Colquhoun. Les flèches indiquent des drumlins rocheux. Le Till de Baker mis en place au cours de la Glaciation de Thomsen recouvre les surfaces de la partie inférieure et de la droite. Photographie aérienne T516R-61, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of an area of Thomsen scoured lowlands and in the upper left, an area of Colquhoun dissected uplands. Rock drumlins are indicated by arrows. Baker Till, laid down during the Thomsen Glaciation, covers areas in the foreground and to the right. Air photograph T516R-61, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

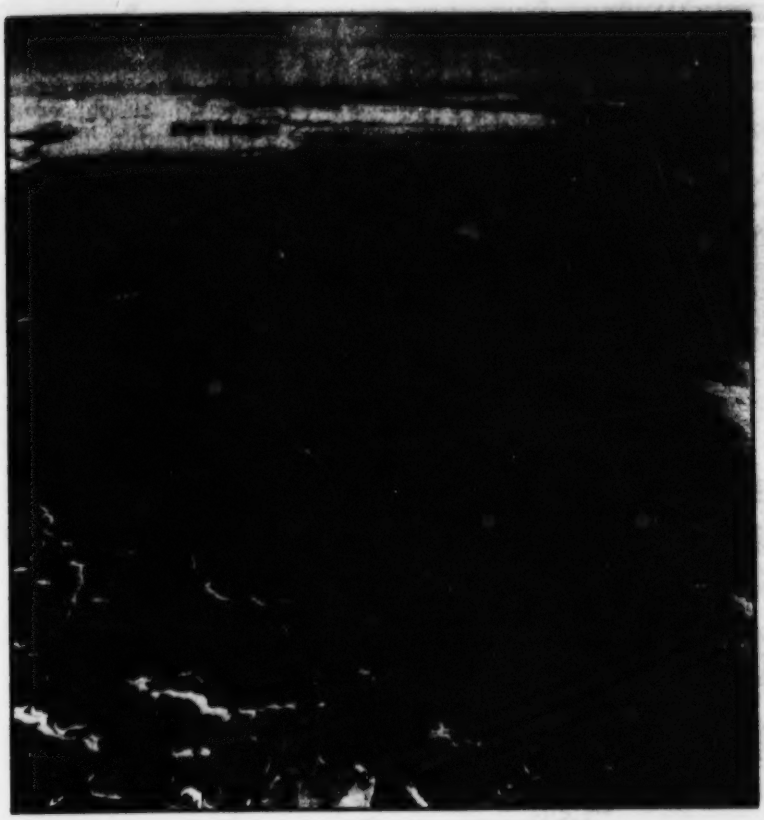


Figure 9

Vue aérienne de la région des hautes-terres disséquées de Nelson. A l'avant-plan, les surfaces des interfluves sont recouvertes du Till de Jesse mis en place par le Lobe de Prince of Wales lors du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen. A l'arrière-plan, les surfaces sont recouvertes du Till de Keilett mis en place au cours de la Glaciation de Thomsen. Le delta au centre gauche a été formé dans le Lac glaciaire Masik par un cours d'eau de fonte glaciaire, lors du retrait du Lobe de Prince of Wales. Photographie aérienne T478R-181, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of an area of the Nelson dissected upland. In the foreground the interfluve surfaces are covered by Jesse Till laid down by the Prince of Wales Lobe during the M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation. In the background surfaces are covered by Keilett Till laid down during the Thomsen Glaciation. The delta at centre left was built into Glacial Lake Masik by a meltwater stream during retreat of the Prince of Wales Lobe. Air photograph T478R-181, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

Figure 10

Vue aérienne d'une partie du secteur sud de la ceinture morainique de Prince of Wales. Du Till de Jesse et des dépôts de contact glaciaire recouvrent les surfaces. La limite d'avancée du Lobe de Prince of Wales au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen est indiquée ainsi que diverses formes glaciaires. La présence de nombreux lacs à proximité de la limite est à noter. Photographie aérienne T481L-57, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of an area of the southern sector of the Prince of Wales morainal belt. The surface is covered by Jesse Till and ice contact deposits. The glacial limit of the Prince of Wales Lobe during the M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation is indicated as well as various glacial landforms. The numerous lakes, near the glacial limit, should be noted. Air photograph T481L-57, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

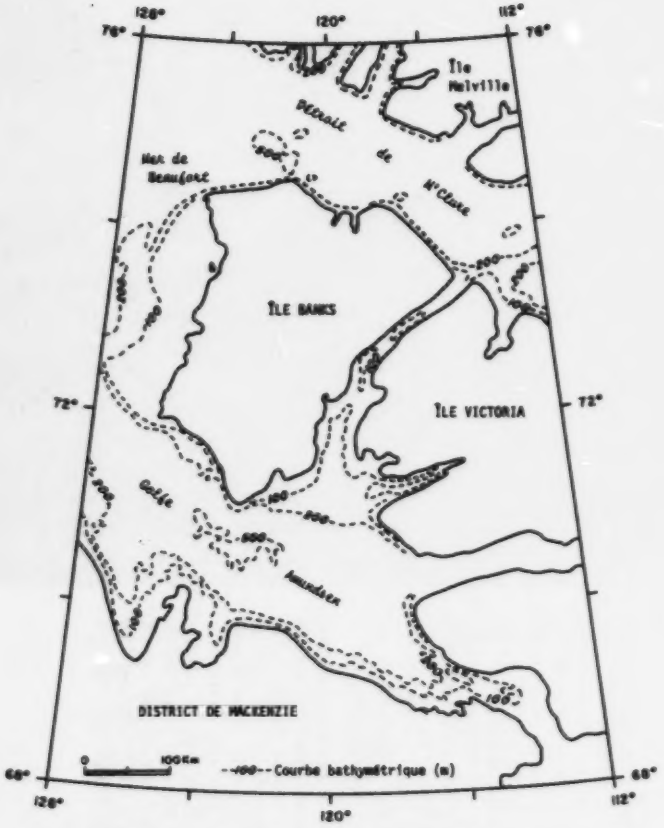


Figure 11. *Carte des environs de l'île Banks donnant la bathymétrie marine.*

Map of the area around Banks Island showing marine bathymetry.

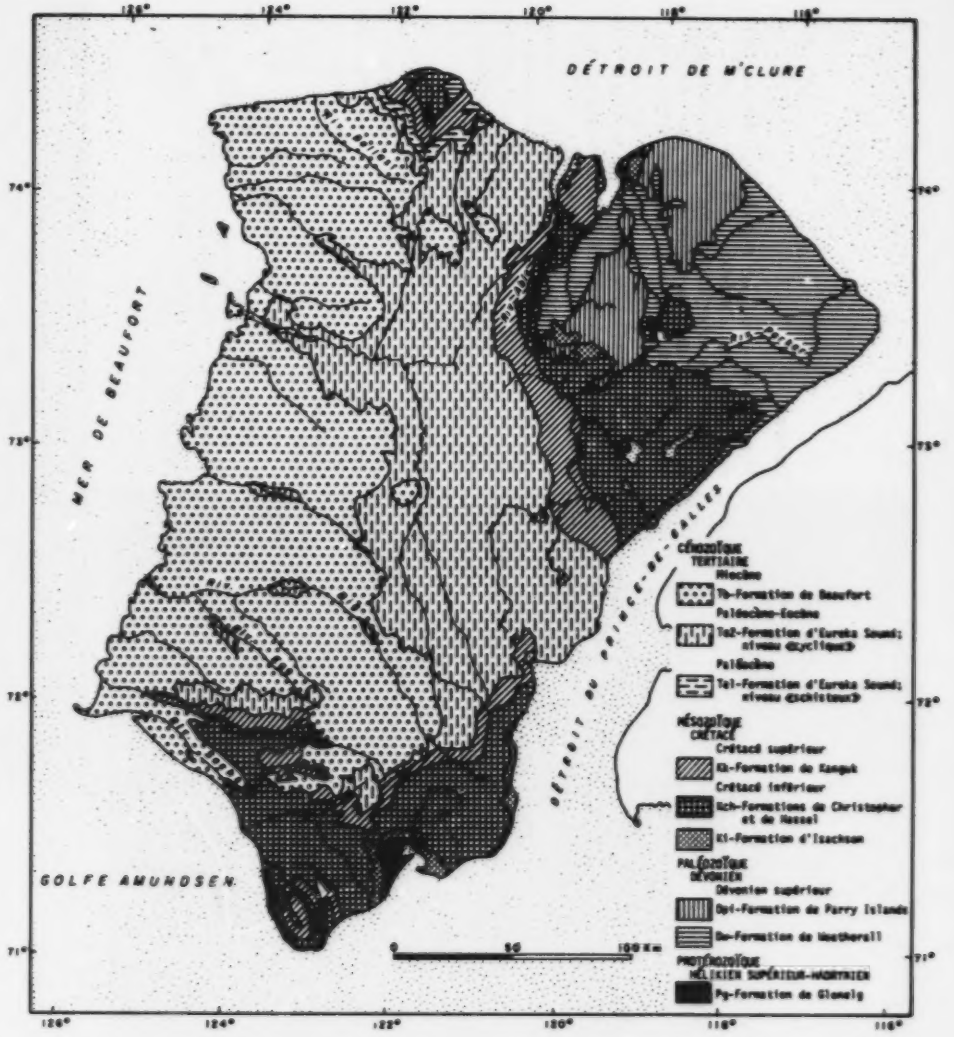


Figure 12. *Répartition des formations géologiques préquaternaires de l'île Banks (d'après Miall, 1979).*

Distribution of pre Quaternary geological formations on Banks Island (after Miall, 1979).

Il est également nécessaire de connaître les diverses formations géologiques de l'île puisque celles-ci peuvent être dans plusieurs cas confondues avec des dépôts glaciaires ou marins quaternaires. Par exemple, les sédiments argileux et silteux de la Formation de Christopher ressemblent fortement aux dépôts d'eau profonde d'une transgression marine quaternaire, les rythmites de la Formation de Kanguk ressemblent quelquefois à des varves, et le sable et le gravier de la Formation de Beaufort, à des sédiments fluvio-glaciaires ou de contact glaciaire. La connaissance des formations préquaternaires permet aussi de comprendre les variations lithologiques fort marquées dans les divers tills de l'île et les raisons pour lesquelles l'action des eaux de fonte glaciaires a pu être aussi dominante dans la formation du modelé de l'île.

Travaux antérieurs

Bien que l'on trouve quelques observations sur la géologie dans le rapport d'exploration de Manning (1956), les premiers travaux de reconnaissance géologique ont été effectués en 1959 par R. Thorsteinsson et E.T. Tozer (1962), de la Commission géologique du Canada, qui ont décrit les principales formations et dressé une première carte géologique, et par R.L. Christie (1964) qui a étudié les intrusions basiques de la Formation de Glenelg. Le second relevé à l'échelle de l'île a été effectué par A.D. Miall, également de la Commission géologique, en 1973 et 1974. Les écrits et les cartes de Miall (1974 a-e, 1975 a-c, 1976 a-d et 1979) fournissent les renseignements les plus complets sur la géologie de l'île Banks.

D'autres chercheurs ont étudié en détail certaines formations. Il s'agit, entre autre, de l'étude de la Formation de Glenelg par Young et Jefferson (1975); des travaux de Embry et Klovan (1971 et 1976), Klovan et Embry (1971), Hills et coll. (1971), Bayliss (1971) et Harrington (1971) sur les formations dévoniennes; des relevés des formations mésozoiques et tertiaires par Jutard et Plauchut (1973), Plauchut et Jutard (1976), Doerenkamp et coll. (1976) et Wilson (1978); et, finalement, des études de la Formation de Beaufort par Terasmae (1956), Craig et Fyles (1960 et 1965), Hills (1969, 1971, 1975), Kuc (1973a et 1974a), Matthews (1974, 1976 et 1977), Hills et Fyles (1973), Hills et coll. (1974), Hills et Ogilvie (1970), Hills et Sweet (1971), Roy et Hills (1972) et Kuc et Hills (1971).

Les descriptions qui suivent sont tirées, en bonne partie, de ces divers auteurs. Dans le cadre de la cartographie des formations superficielles (cartes 16-1979 et 17-1979), les régions où les formations préquaternaires affleurent ont été délimitées précisément, ainsi que le montre la figure 12 tirée de la carte géologique contenue dans un rapport de Miall (1979).

Le Protérozoïque

La Formation de Glenelg

Cette formation (fig. 12) est constituée de sédiments datant de l'Hélikien supérieur et de l'Hadrynien qui affleurent, le plus souvent sous forme de falaises atteignant jusqu'à 500 m de hauteur, à l'extrémité sud de l'île entre la rivière Rufus et Nelson Head et aux environs de la rivière Pass (fig. 13). Cette formation lithifiée comprend un niveau inférieur composé de dolomie et de chert stromatolitique et un niveau supérieur composé principalement de grès fin à moyen, de mudstone, de siltstone, de schiste sédimentaire et de corps intrusifs gabbroïques.

Les roches de la Formation de Glenelg sont sujettes à la gélifraction comme en témoigne la présence, le long des falaises, d'importants talus d'éboulis (fig. 13). Par les processus glaciels, les blocs de ces talus sont pris en charge par les glaces et mis en place le long des plages actuelles dans toute la partie sud de l'île. Aux endroits où la Formation de Glenelg affleure sur des surfaces planes, la gélifraction n'a pas encore oblitéré les formes d'érosion glaciaire. Il n'est pas rare d'observer diverses formes de débitage glaciaire et des surfaces polies ayant retenu des stries.

Le Paléozoïque

La Formation de Weatherall

Cette formation (fig. 12) du Dévonien supérieur comprend deux niveaux lithifiés et affleure dans le nord-est de l'île et dans la région du cap Crozier sur la côte nord. Le niveau de Pré-Mercy Bay est constitué par des séries sédimentaires devenant plus grossières vers le haut où l'on passe de schiste sédimentaire à du schiste sédimentaire et du siltstone interstratifié, à du siltstone et, finalement, à du grès fin. Le niveau de Mercy Bay est constitué de récifs construits de type bioherme et biostrome.

La gélifraction est intense sur les affleurements du niveau de Pré-Mercy Bay. Le produit de la gélifraction dépend étroitement de la lithologie et du temps au cours duquel l'action périglaciaire a eu lieu. Certaines surfaces sont tapissées de plaquettes de grès, alors qu'ailleurs on ne trouve que quelques fragments grossiers reposant dans une matrice fine. On observe sur les surfaces planes des champs de polygones et des ostioles, sur les pentes douces des "nets", des traînées et des lobes de gélifluxion et sur les pentes raides des talus d'éboulis parsemés de guirlandes. Dans la région à l'est de la rivière Thomsen et au sud-ouest de la baie Mercy, les affleurements de cette formation ont été décapés par l'érosion glaciaire comme en témoigne la présence de roches moutonnées et de drumlins rocheux (fig. 8). Les surfaces de carbonate du niveau de Mercy Bay ont conservé de rares stries.

Le calcaire du niveau de Mercy Bay se débite en parallélépipèdes plus petits que les plaquettes de grès du niveau de Pré-Mercy Bay. Les pentes dans ce calcaire très résistant sont le plus souvent verticales.

La Formation de Parry Islands

Cette formation (fig. 12) du Dévonien supérieur affleure dans les régions au sud et à l'est de la baie Mercy (fig. 6, 14). Cette formation lithifiée consiste en des lits de grès grossier à très fin, de siltstone, de schiste sédimentaire et de charbon. Les interfluves et les pentes ont généralement le même aspect que les interfluves et les pentes du niveau de Pré-Mercy Bay de la Formation de Weatherall.

Le Mésozoïque

La Formation d'Isachsen

Cette formation (fig. 12) non lithifiée comprend des alluvions mises en place au cours du Crétacé inférieur. Cette formation affleure le long du cours moyen de la rivière Thomsen, à l'est de la baie Mercy et en de nombreux endroits sur le plateau dévonien du nord-est (fig. 15). Elle se compose de sable quartzitique fin à grossier, avec du silt, de l'argile et du lignite. L'appendice A donne, pour la Formation d'Isachsen comme pour les autres formations préquaternaires non lithifiées, des résultats d'analyse en laboratoire sur les propriétés physiques. Cette formation affleure également dans la région au nord de la baie De Salis. Les sédiments ont, cependant, une plus forte teneur en silt que dans les régions plus au nord. L'action fluviale sur cette formation a comme effet de produire des zones de "badlands" et les sédiments

Figure 13. *Vue du cap Lambton à l'extrémité sud de l'île Banks. La Formation de Glenelg affleure sous forme de falaises atteignant 500 m de hauteur. Les strates pâles sont surtout des grès, alors que les strates foncées sont des intrusions gabbroïques. La surface est recouverte de sédiments de la Formation de Kanguk et du Till de Durham Heights mis en place au cours de la Glaciation de Banks (cliché n^{o} 167422 de la C.G.C.).*

View of Cape Lambton at the southern extremity of Banks Island. The Glenelg Formation outcrops in 500 m high cliffs. The pale strata are mainly sandstones whereas the dark strata are gabbroic intrusions. The surface in the area is covered by Kanguk Formation sediments and Durham Heights Till laid down during the Banks Glaciation (GSC photo 167422).

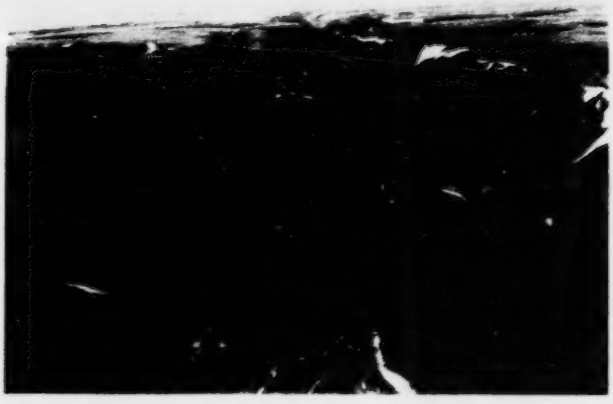


Figure 14. *Vallée, à l'est du cap Vesey Hamilton, entaillée dans la Formation de Parry Islands. Sauf pour de très rares blocs erratiques, il n'y a pas de dépôts glaciaires à la surface du plateau (cliché n^{o} 167567 de la C.G.C.).*

Valley, east of Cape Vesey Hamilton, incised into the Parry Islands Formation. Except for rare erratics, no glacial deposits are found on the plateau surface (GSC photo 167567).

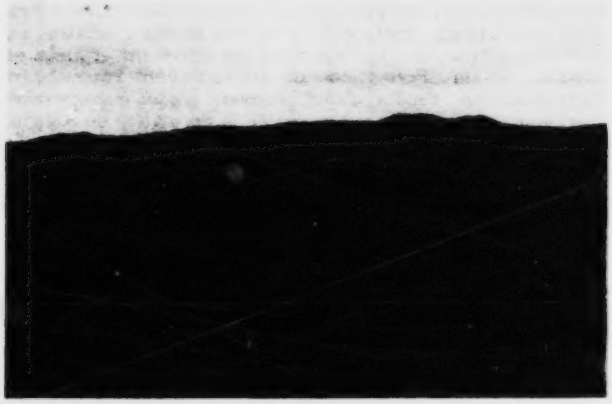


Figure 15. *Sédiments de la Formation d'Isachsen affleurant le long de la vallée de la rivière Baker. Les niches de nivation développées dans les sables peu cohérents sont à noter. Les surfaces sont tapissées de Till de Baker mis en place au cours de la Glaciation de Thomsen (cliché n^{o} 167797 de la C.G.C.).*

View of Isachsen Formation sediments outcropping along Baker River valley. Note nivation hollows developed in the sands. Surface is covered by Baker Till laid down during the Thomsen Glaciation (GSC Photo 167797).

Figure 16. *Coupe dans les formations de Kanguk, de Hassel et de Christopher sur la rive gauche de la rivière Thomsen immédiatement en amont de l'embouchure de la rivière Muskox. La partie supérieure et l'interfluve sont constituées par la Formation de Kanguk, les strates blanchâtres près du sommet, par la Formation de Hassel et la partie inférieure, avec ses pentes fort instables, par la Formation de Christopher. Le Till de Baker mis en place au cours de la Glaciation de Thomsen tapisse la surface des interfluves (cliché n^{o} 167545 de la C.G.C.).*

Exposure of Kanguk, Hassel and Christopher formations on the left bank of the Thomsen River just upstream from the mouth of Muskox River. The upper part of the exposure and the interfluve is made up of Kanguk Formation. The whitish strata higher up is Hassel Formation. The lower part of the sequence is made up of Christopher Formation with its unstable slopes. Baker Till laid down during the Thomsen Glaciation is found as a veneer on the interfluve surface (GSC photo 167545).

plus fins sont facilement mobilisés par le vent (Pissard et coll, 1977). La présence des strates de lignite et de sable se composant presque totalement de quartz blanc fait qu'il est peu probable de confondre la Formation d'Isachsen avec des sédiments quaternaires.

La Formation de Christopher

Cette formation (fig. 12) non lithifiée comprend des sédiments fins, mis en place dans un bassin marin au cours du Crétacé inférieur. Elle affleure le long de la rivière Thomsen, à l'est de la baie Mercy, dans la région au sud du cap Wrottesley sur la côte nord, en de nombreux endroits sur le plateau dévonien et au sud de l'île (fig. 16). Elle comprend surtout de l'argile plastique avec du silt et un peu de sable fin (app. A). Il s'agit d'une formation particulièrement instable. Elle accuse des pentes tapissées de glissements dans le mollisol et témoigne de la forte activité des processus de rivation et de ravinement. Dans la région à l'est du cours moyen de la rivière Thomsen, il est facile de confondre les sédiments fins mis en place au cours d'une transgression marine quaternaire avec cette formation à moins de trouver des fossiles ou de faire des analyses sédimentologiques.

La Formation de Hassel

Cette formation (fig. 12) essentiellement non lithifiée consiste en du sable glauconitique fin à moyen (app. A), mis en place dans un milieu marin littoral ou prélittoral au cours du Crétacé inférieur. Des strates de grès à ciment calcaire, fort indurées et interstratifiées avec du sable, ont été observées en quelques endroits. La Formation de Hassel affleure en de rares endroits le long du cours inférieur de la rivière Thomsen et de ses affleurements et au sud du cap Wrottesley (fig. 16).

La Formation de Kanguk

Cette formation (fig. 12) non ou peu lithifiée comprend des sédiments fins mis en place dans un bassin marin au cours du Crétacé supérieur. Elle affleure le long de la rivière Thomsen (fig. 16), au sud du cap Wrottesley et au sud de l'île dans la région des sommets Durham Heights et de la rivière Kellett. La partie basale de la Formation de Kanguk se compose de schiste sédimentaire bitumineux et fissile et de bentonite et de tufs indiquant un volcanisme contemporain. Le reste de cette formation consiste principalement en du silt et de l'argile avec, dans la partie supérieure, du sable fin à moyen d'origine littorale ou prélittorale (app. A). Comparativement à la Formation de Christopher, les sédiments de la Formation de Kanguk, aux pentes souvent verticales à sub-verticales, font preuve d'une grande cohésion. Au sud-ouest du lac Shoran et le long de la rivière "Ivitaruk", les sédiments sont des rythmites qui pourraient être confondues avec des varves.

Le Tertiaire

La Formation d'Eureka Sound

Cette formation (fig. 12) du Paléocène et de l'Éocène affleure sur de grandes étendues de la partie ouest de l'île, à l'ouest de la rivière Thomsen et au nord du la rivière Kellett (fig. 17) et comprend deux niveaux non lithifiés. Le niveau inférieur "schisteux" du Paléocène est constitué par de l'argile et par un peu de sable d'origine non marine qui affleurent à l'est de la baie Castel et au sud du cap Wrottesley. Le niveau supérieur "cyclique" du Paléocène et de l'Éocène comprend des séquences sédimentaires fluviales et deltaïques devenant plus grossières vers le haut où l'on passe de l'argile au silt et, finalement, au sable fin (app. A). La présence de sols fossiles, de lits et bancs de lignite et de bois pétrifié ou légèrement carbonisé est fréquente, ce qui permet de les distinguer facilement des sédiments quaternaires. Comme la Formation d'Isachsen, celle d'Eureka Sound est sujette à l'érosion fluviale. Les régions de "badlands", particulièrement dans le centre-nord de l'île, couvrent une étendue considérable.

La Formation de Beaufort

Cette formation (fig. 12) recouvre l'ouest de l'île et affleure jusqu'aux rivières Thomsen et Bernard à l'est et jusqu'à la rivière Rufus au sud. Les sédiments de cette formation ont été mis en place, le long d'une plaine côtière, au cours du Miocène par d'immenses cours d'eau à chenaux anastomosés. L'unité inférieure de la Formation de Beaufort est constituée par du sable fin à moyen, non lithifié, alternant avec des strates d'argile et de tourbe avec du bois. L'unité supérieure, la plus souvent exposée, se compose de sable et de gravier (fig. 18). Les lits de tourbe avec du bois sont communs dans l'unité supérieure, surtout dans le secteur nord-ouest de l'île. Partout on trouve également du bois disséminé dans le sable et le gravier. Ce bois, non carbonisé et non comprimé, se manifeste le plus souvent sous forme de fragments, mais il n'est pas rare de trouver des souches entières et des troncs pouvant atteindre plusieurs mètres de longueur (fig. 18).

De nombreuses études (voir liste des travaux antérieurs dans cette section) traitent de la Formation de Beaufort qui a longtemps été considérée, jusqu'aux travaux de Hills, comme étant d'âge quaternaire au point où l'on a même tenté de dater le bois par la méthode au radiocarbone. Grâce à la cartographie systématique des formations superficielles dans les régions non explorées par les géologues, la répartition des sédiments de la Formation de Beaufort a pu être définie de façon plus précise que celle apparaissant sur les cartes de Thorsteinsson et Tozer (1962) et de Miall (1979). Les affleurements de cette formation sont indiqués sur les cartes 16-1979 et 17-1979. L'examen des cartes montre que la Formation de Beaufort recouvre des régions sises plus à l'est et plus au sud des limites reconnues auparavant. Dans la région au nord et au nord-est de la baie De Salis, elle repose probablement sous les épais dépôts glaciaires, au moins jusqu'à l'actuelle ligne de partage des eaux. Il est également important de noter que de très nombreuses observations de terrain démontrent que l'épaisseur de la Formation de Beaufort au centre-ouest et au sud de l'île n'excède pas une cinquantaine de mètres. L'unité inférieure décrite par Hills et Fyles (1973) dans la région nord-ouest est généralement absente et le sable et le gravier de l'unité supérieure reposent directement sur la Formation d'Eureka Sound.

Une des tâches les plus difficiles à surmonter au cours de la cartographie des formations superficielles a été celle de faire la distinction entre:

1. les sédiments de la Formation de Beaufort in situ;
2. les sédiments de la Formation de Beaufort remaniés par les cours d'eau au post-Miocène en temps d'érosion subaérienne "normale";
3. les sédiments fluvio-glaciaires quaternaires qui peuvent contenir une très grande proportion d'éléments de la Formation de Beaufort (sédiments fluvio-glaciaires dérivés d'un till produit par un glacier ayant érodé la Formation de Beaufort ou des sédiments de cette formation remaniés par les eaux de fonte glaciaires); et
4. un till résultant essentiellement du remaniement de sédiments de la Formation de Beaufort et donc lithologiquement semblable à ceux-ci.

Dans le premier cas, la présence de lits de tourbe et de concentrations de bois, la position stratigraphique (en situation d'interfluve et reposant sur les sédiments de la

Figure 17

Coupe dans les formations de Beaufort et d'Eureka Sound sur la rive gauche de la rivière Muskox, à 35 km de son embouchure. Le sable et le gravier de la Formation de Beaufort recouvrent les sédiments de la Formation d'Eureka Sound dans la partie supérieure à gauche. L'érosion sous forme de "badlands" est à noter (cliché nº 167330 de la C.G.C.).

Exposure of Beaufort and Eureka Sound formations on the left bank of the Muskox River, 35 km from its mouth. Beaufort sands and gravels overlie the Eureka Sound Formation in the upper left. Note badland type erosion (GSC photo 167330).

Formation d'Eureka Sound et sous le plus ancien till reconnu) et la lithologie du gravier ont permis de faire la distinction. Grâce à plusieurs analyses où la lithologie du gravier a été déterminée, et ce pour divers sites répartis à travers l'île, il est possible d'avancer que la Formation de Beaufort in situ se compose en moyenne de plus de 80 % de quartzite et grès quartzitique, moins de 10 % de chert aux couleurs très variées et moins de 10 % d'autres roches sédimentaires (dolomie, siltstone, grès). La diabase est présente en faible proportion (moins de 5 %) et les roches granitiques sont très rares.

Le deuxième cas s'avère le plus difficile à reconnaître car, lithologiquement, le gravier est le même que celui in situ. Le remaniement est soupçonné principalement sur une base morphologique lorsque, par exemple, dans le cas de deux régions avoisinantes, l'une est conforme à la surface de mise en place originale et l'autre est recoupée par des niveaux d'érosion qui ne sont pas reliés à des événements quaternaires reconnus (par exemple, l'entaille par des eaux de fonte glaciaires). Pour fins cartographiques, les deux premiers types de graviers (de Beaufort initialement mis en place par les rivières miocènes et sédiments remaniés par la suite) ont été groupés sous l'appellation de Beaufort. Il est cependant important de mentionner ce remaniement, étant donné que ces sédiments comptent parmi les rares vestiges de la période post-Miocène et préglaciaire. L'étude de la flore et de la faune dans une séquence de ces sédiments pourrait peut-être apporter des renseignements fort utiles sur les conditions climatiques qui régnaient au Pliocène, avant et au début de l'arrivée des premières glaciations.

Les sédiments reliés au troisième cas se distinguent plus facilement grâce à leur position morphologique et à leur lithologie. Ces sédiments se trouvent surtout dans les grandes vallées aux terrasses étagées du secteur ouest de l'île (vallées des rivières Big, Storkerson, Bernard et Davies). Bien que ces sédiments fluvio-glaciaires se composent essentiellement de gravier de Beaufort, leur mise en place dans les vallées peut être imputée à l'action des eaux de fonte glaciaires. Comparativement au gravier de la Formation de Beaufort, la proportion de quartzite et de chert est plus faible et la proportion de roches sédimentaires, telle que la dolomie, plus élevée. On trouve également plus de roches gabbroïques et granitiques.

Le till du quatrième cas est difficile à distinguer des sédiments de la Formation de Beaufort, surtout lorsqu'il affleure dans les interfluves et qu'il n'y a pas de coupes. Lorsqu'une coupe existe, il est possible de faire la distinction entre le till dérivé des sédiments de Beaufort et la Formation de Beaufort in situ en raison de la structure et de l'imbrication différente de ses cailloux, de sa matrice plus fine et de la présence de différences lithologiques telles que celles exprimées pour le sable et le gravier fluvio-glaciaires.

La végétation

Les sédiments organiques de divers âges fournissent des renseignements sur la flore quaternaire de l'île Banks. L'étude de cette flore fossile est un outil essentiel dans une reconstitution paléoclimatique. Afin de bien interpréter l'impact climatique d'une telle flore en un milieu donné, il est utile de faire des comparaisons avec la flore actuelle.

On trouve des relevés préliminaires des espèces existant sur l'île dans Porsild (1955 et 1957), Kuc (1970b et 1974c), Mason et coll. (1972), Thannheiser et Schweingruber (1974), Thannheiser (1976), Pissart et al. (1977) et Vincent et Edlund (1978). S. Edlund, de la Commission géologique du Canada, apporte, dans les deux derniers travaux mentionnés, la contribution la plus intéressante en établissant les liens étroits qui existent entre les diverses espèces et la nature des sédiments se trouvant en surface. M^{lle} Edlund (comm. écrite, 1978) a d'ailleurs fourni les renseignements qui suivent.

Les trois régions écologiques du bas, du moyen et du haut Arctique sont représentées sur l'île Banks. La région du bas Arctique correspond aux zones basses et protégées des hautes-terres de Nelson et de la plaine d'épandage de Sachs (fig. 3). La région du moyen Arctique comprend les basses-terres de Bernard et de Thomsen ainsi que l'ensemble de la ceinture morainique de Prince of Wales. La région du haut Arctique correspond à la plaine côtière de Ballast, aux hautes-terres de Colquhoun et au plateau de Pim. La composition calciphile des communautés végétales dans les trois régions reflète la nature des formations superficielles constituées le plus souvent de tills faiblement à moyennement calcareux. Lorsque les formations géologiques non calcareuses affleurent en surface, les plantes calciphiles sont absentes ou moins bien représentées.

La région du bas Arctique présente la plus grande diversité d'espèces végétales. On y trouve plus de 200 plantes vasculaires mais la végétation arbustive naine domine: localement les arbustes sont dressés et le tapis végétal est continu. La toundra à **Dryas-Salix** et les prairies humides à laîches et saules sont les communautés dominantes. La vallée de la rivière Masik et la plaine d'épandage de Sachs sont, au niveau de la végétation, les régions les plus diversifiées de l'île.

Dans la grande région considérée comme faisant partie du moyen Arctique, le tapis végétal est souvent continu et les arbustes dressés sont rares bien que la végétation arbustive naine soit une composante dominante des diverses communautés végétales. Le nombre des espèces varie entre 100 et 200. Les principales communautés sont: une association herbes-**Potentilla-Oxytropis**-composites sur les surfaces exposées et sèches; la toundra à **Dryas-Salix** sur les pentes et les surfaces planes moyennement bien drainées et les prairies humides à laîches dans les régions basses bien alimentées en eau.

La région écologique du haut Arctique présente une végétation arbustive naine rare, des communautés fermées restreintes aux étendues mal drainées et un nombre total de plantes vasculaires n'excédant pas 100. Les associations de saxifrage mauve et de cryptogrames sont les communautés caractéristiques.

Figure 18. *Coupe sur la rive droite de la rivière Fawcett dans la région de son cours supérieur. Le sable et le gravier de la Formation de Beaufort ainsi qu'une accumulation de bois sont bien exposés (cliché n° 167750 de la C.G.C.).*

Exposure on the right bank of the Fawcett River in its upstream segment. Beaufort sands and gravels and an accumulation of wood are well exposed (GSC photo 167750).

Le climat

La station météorologique de Sachs Harbour (71°59'N et 125°17'W; altitude 84 m), établie en 1955, est la seule à recueillir des données climatiques continues sur l'île Banks. Le tableau 1, tiré de Burns (1973, app. A, p. 213-214), résume les données sur les températures et les précipitations pour la période allant de 1955 à 1970. Il est évident, suite à l'analyse du tableau, que des températures basses (moyenne annuelle de – 13,7°C) et des précipitations faibles (moyenne annuelle de 10,2 cm) caractérisent le climat de l'île Banks. Il importe de souligner également que les observations sur la végétation démontrent qu'il y a une zonation climatique nord-sud bien marquée sur l'île (voir section sur la végétation).

Le pergélisol

L'île Banks est située dans la zone de pergélisol continu (Brown, 1967). Des taliks existent probablement sous les plus grands lacs et vraisemblablement sous les mouilles les plus profondes des principaux cours d'eau. L'épaisseur du pergélisol est connue en un seul endroit. Grâce à un forage, au sud-est de la baie Storkerson sur la côte ouest, l'épaisseur a été estimée à 500 m (Taylor and Judge, 1974).

Les sédiments quaternaires et les formations pré-quaternaires non lithifiées renferment tous les principaux types de glace, allant des pellicules enrobant des particules minérales jusqu'aux volumineuses masses de glace. Il a été vérifié (Gauthier, 1978) que la quantité de glace augmente à mesure que la granulométrie des sédiments est plus fine. L'étude (Gauthier, 1978) de centaines de forages de 27 m de profondeur, effectués au cours de levés séismiques, indique également que la glace massive, bien qu'elle soit observée plus fréquemment à proximité de la surface, se retrouve souvent dans la partie inférieure des sondages. L'épaisseur du mollisol varie en fonction de la nature des sédiments, soit de 1,5 m dans du sable et du gravier bien drainés à 10 cm aux endroits recouverts d'un tapis de bryophytes.

Tableau 1. Données climatiques pour la période 1955-1970 - station météorologique de Sachs Harbour

Mois	Températures (°C)			Précipitations (mm)		
	Moyennes journalières	Moyennes des maximums mensuels[2]	Moyennes des minimums mensuels[2]	Pluie	Neige	Total[1]
janvier	-29,7	-26,1	-33,3	0,0	22,9	2,3
février	-30,9	-27,4	-34,4	0,0	22,9	2,3
mars	-27,3	-23,8	-30,7	0,0	27,9	2,5
avril	-19,2	-15,5	-22,9	0,0	25,4	2,5
mai	-7,3	-4,5	-10,1	T[3]	68,6	7,4
juin	2,2	4,9	-0,6	5,8	20,3	7,9
juillet	5,6	8,6	2,4	16,0	20,3	18,3
août	4,3	7,3	1,3	18,0	40,6	22,1
septembre	-1,9	0,4	-4,1	5,6	78,7	13,5
octobre	-11,6	-8,5	-14,8	T[3]	139,7	13,5
novembre	-21,7	-18,0	-25,4	0,0	71,1	6,4
décembre	-26,7	-23,2	-30,1	0,0	40,6	3,8
Total	-13,7	-10,5	-16,9	45,5	579,1	102,4

[1] Dans le calcul du total, les précipitations neigeuses sont réduites à leur équivalent en eau.
[2] Moyenne sur 15 ans et par mois des températures extrêmes de chaque jour.
[3] Traces.

LITHOLOGIE, MORPHOLOGIE ET RÉPARTITION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Introduction

Dans le présent chapitre, les différents sédiments et les formes de terrain qui leur sont associées seront décrits et localisés dans l'espace. Seuls les sédiments et formes apparaissant en surface font l'objet de ce chapitre. Les coupes stratigraphiques seront décrites dans le prochain chapitre.

Outre la carte 1565A (en pochette), la carte des formations superficielles accompagnant Vincent (1980b) donne également la répartition de divers sédiments sur une base génétique sans mettre en évidence les différences d'âge. Comme cette carte a déjà été publiée par la Commission géologique du Canada, elle n'est pas incluse dans ce mémoire. On y fait cependant référence tout au long du texte et le lecteur y est renvoyé s'il désire obtenir des renseignements plus détaillés. La carte de géologie du Quaternaire qui accompagne ce mémoire (carte 1565A) donne toutefois une idée générale de la répartition des sédiments.

Les diverses unités, identifiées par leur extension horizontale et leur morphostratigraphie, correspondent en fait à des unités lithostratigraphiques ainsi que le démontreront, entre autres, l'analyse des coupes et l'étude des relations paléogéographiques. Afin de faciliter les discussions, les nappes de tills ainsi que les lacs glaciaires et les transgressions marines seront désignés par un nom.

Les sédiments glaciaires

Les tills

Introduction

En tout, 11 nappes distinctes de tills ont été cartographiées (fig. 19). Les critères morphologiques, sédimentologiques, géographiques et stratigraphiques utilisés pour différencier un till en particulier des autres tills revêtent une grande importance. D'eux découlent en bonne partie la compréhension de l'histoire glaciaire quaternaire de l'île.

La morphologie ou l'aspect des surfaces des diverses nappes de tills varie grandement. Les surfaces recouvertes de Till de Jesse, décrit plus loin, sont par exemple caractérisées par un réseau serré et omniprésent de polygones à centres bombés. Dans d'autres cas, la maturité de l'aspect des surfaces peut varier. Sur une nappe en particulier par exemple, on reconnaît distinctement les formes glaciaires alors que sur une autre nappe adjacente les processus périglaciaires, surtout la solifluction, ont complètement atténué le modelé glaciaire original.

Des variations sédimentologiques notables entre les tills ont également permis de distinguer les nappes les unes des autres. Par exemple, les fortes teneurs en montmorillonite du Till de Bernard sont caractéristiques de ce till comme l'est la couleur rougeâtre du Till de Jesse. Dans l'étude des variations sédimentologiques, sept analyses ont été retenues: la granulométrie, la détermination du pH et des limites d'Atterberg et la mesure des teneurs en carbonates, en divers types d'argiles, en minéraux denses et en oligo-éléments.

La répartition géographique distincte des nappes est un autre critère. Les nappes recouvrent de façon continue certaines régions de l'île et leur étendue est toujours étroitement contrôlée par la topographie. Les nappes de tills s'interrompent brusquement et on trouve à leur marge des formes glaciaires (moraines terminales, chenaux proglaciaires) qui semblent marquer la limite d'extension d'un glacier.

Finalement, le caractère distinctif des diverses nappes de tills a pu être démontré dans plusieurs cas par des études stratigraphiques. Des tills différents, dont la répartition spatiale était connue, ont été par exemple retrouvés en coupe séparés par des dépôts clairement interglaciaires.

Bien que la mise en place de plusieurs des 11 nappes de tills a vraisemblablement eu lieu au cours d'un même événement glaciaire, il est préférable de les traiter séparément à cause de leur distribution géographique distincte. Si les corrélations suggérées s'avèrent fausses au cours d'autres travaux, la description de chacune des nappes de tills demeurera toutefois valable.

Le Till de Bernard

Distribution. La surface du centre et de l'ouest de l'île Banks (carte 1565A, unité 2; Vincent, 1980b, unité 1a; fig. 19) est recouverte d'un till de couleur noirâtre, peu rocheux et à matrice fine. À l'ouest de l'île, cette nappe de till s'étend jusqu'à la mer de Beaufort. Au nord-ouest, elle s'interrompt brusquement (fig. 5) pour céder la place à une étendue de sable et de gravier de la Formation de Beaufort recouverte d'un placage de sédiments fins qui pourrait être un loess. La limite d'extension du till n'est pas marquée par des dépôts de contact glaciaire. Une série de chenaux d'eaux de fonte trouve cependant son origine à la limite d'extension du till. Il est probable que l'interruption brusque de la nappe de till et la présence des chenaux d'eaux de fonte indiquent une position maximale d'avancée d'un glacier. La nappe, à partir du détroit de M'Clure au nord jusqu'à la baie Thesiger au sud-ouest, est limitée à l'est successivement par des étendues de tills de Baker, de Jesse, de Kellett et de Sachs décrits ci-dessous (fig. 19).

La nappe de Till de Bernard recouvre, dans sa moitié est, des sédiments de la Formation d'Eureka Sound et, dans sa moitié ouest, des sédiments de la Formation de Beaufort. À l'extrémité sud-ouest, la nappe recouvre des sédiments des formations de Christopher, de Kanguk et d'Eureka Sound. L'épaisseur de ce till varie considérablement, allant d'un simple placage à la surface des formations géologiques plus anciennes jusqu'à une couche pouvant atteindre localement 20 m de puissance. Cette nappe de till porte le nom de Till de Bernard en raison du fait que le bassin de la rivière Bernard draine une grande partie de la région recouverte par le till.

Description du sédiment. La couleur noirâtre et la nature fine de la matrice sont les deux éléments qui caractérisent visuellement le Till de Bernard. L'appendice B donne le résultat de 34 analyses granulométriques (rapports sable-silt-argile) effectuées sur des échantillons prélevés un peu partout à l'intérieur de la nappe. En moyenne, la matrice se compose de 45 % de sable, de 33 % de silt et de 22 % d'argile. Les variations granulométriques sont cependant assez grandes comme en témoigne la dispersion des points sur un diagramme triangulaire (fig. 20). La proportion moyenne des éléments de plus de 2 mm atteint environ 29 % du poids total des échantillons. Les éléments grossiers sont constitués en grande partie de roches sédimentaires (carbonates, grès et chert) et d'une faible proportion de roches ignées (diabase, gabbro). L'examen des échantillons, ainsi que l'observation des cailloux à la surface du till sur le terrain révèlent la plupart du temps la présence de rares roches granitiques et gneissiques.

Comparativement aux tills de Kellett et de Jesse, le pH du Till de Bernard ($\bar{X}$ 8,2) est moins basique et la teneur en carbonates ($\bar{X}$ 16,7 %) ainsi que la teneur en magnétite ($\bar{X}$ 18,4 %) sont faibles (tabl. 2; app. B). L'analyse des argiles

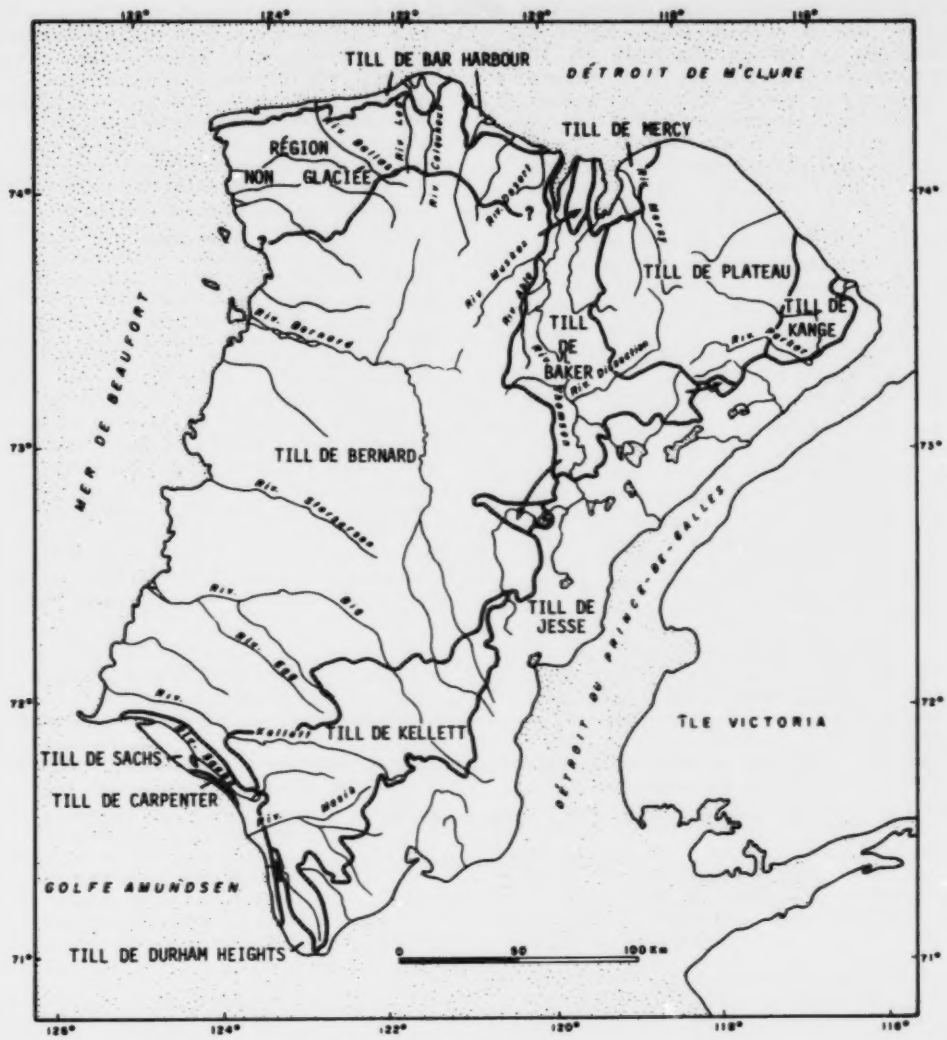


Figure 19. *Répartition dans l'île Banks des 11 nappes de till discutées dans le texte.*

Distribution of the 11 till sheets discussed in the text.

Tableau 2. Résultats moyens de diverses analyses en laboratoire effectuées sur des échantillons de tills de Bernard, de Kellett et de Jesse

Tills	Granulométrie				Carbonates	PH	Argiles				Minéraux denses	
	>2mm	sable	silt	argile			Ill.	Chlor.	Kaol.	Montm.	Denses	Magnétite
ill de Jesse	24,7	40,7	37,4	21,9	39,2	8,9	49,4	36,1	9,6	-	1,7	30,9
ill de Kellett	40,6	58,7	27,8	13,5	32,7						0,5	35,1
ill de Bernard	28,7	45,0	33,0	22,0	16,7	8,2	27,3	24,3	10,6	37,8	0,4	18,4

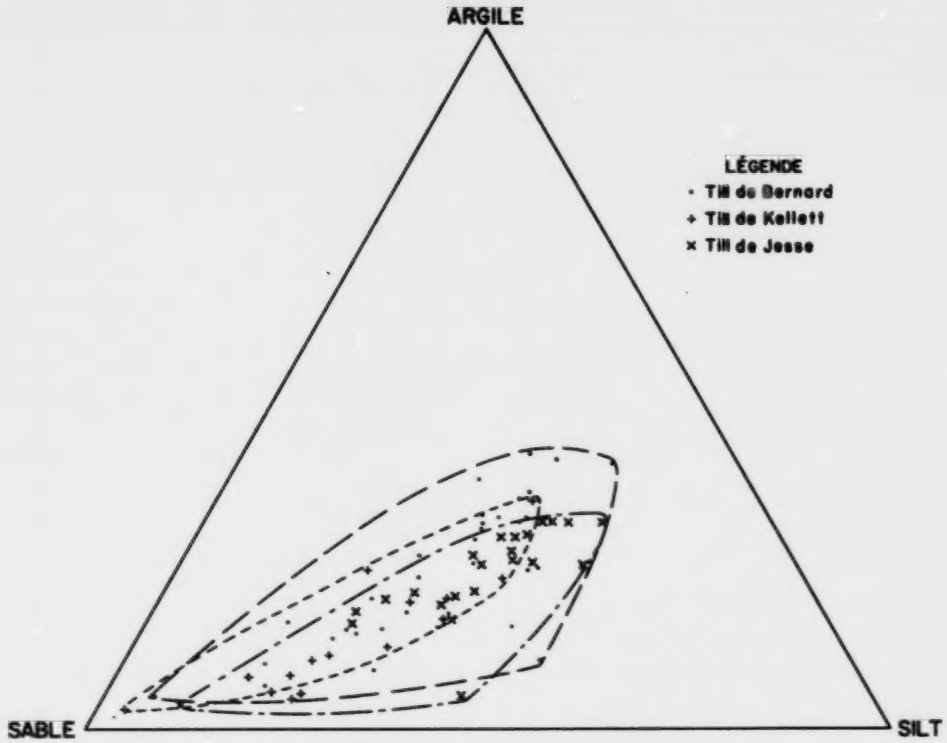


Figure 20. *Contenu en sable, silt et argile, présenté sur un diagramme triangulaire, des tills de Bernard, de Kellett et de Jesse.*

Sand, silt and clay content, presented on a ternary diagram, of Bernard, Kellett and Jesse tills.

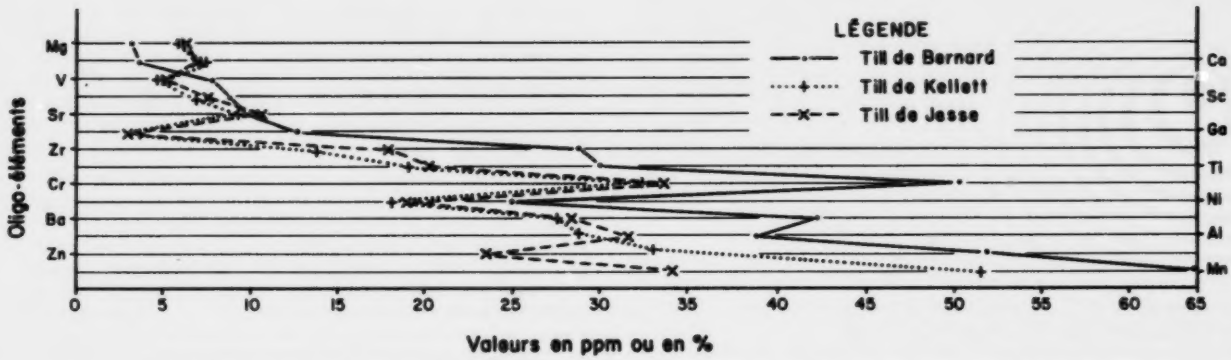


Figure 21. *Teneur moyenne de 14 oligo-éléments contenus dans les tills de Bernard, de Kellett et de Jesse. Les valeurs pour le Cr, Ga, Ni, Sc et Zn sont en ppm, pour le Ba, Mn, Sr, V, et Zr, en ppm divisé par dix, pour le Ti, en ppm divisé par cent, pour le Ca et Mg, en pourcentage et pour le Al, en pourcentage multiplié par dix.*

Average content of 14 trace elements found in Bernard, Kellett and Jesse tills. Values for Cr, Ga, Ni, Sc, and Zn are in ppm, for Ba, Mn, Sr, V and Zr in ppm divided by ten, for Ti in ppm divided by a hundred, for Ca and Mg in percentage and for Al in percentage multiplied by ten.

de quelques échantillons du Till de Bernard révèle une teneur en illite et en chlorite plus faible (respectivement 27,3 % et 24,3 %), une teneur en kaolinite semblable (10,6 %) et une teneur en montmorillonite de loin supérieure (37,8 %) à celles des échantillons de tills de Kellett et de Jesse (tabl. 2; app. B). Les teneurs moyennes de 14 oligo-éléments paraissent à la figure 21 et les résultats des analyses à l'appendice C. La figure 21 indique généralement que les teneurs en oligo-éléments sont plus élevées, sauf dans le cas du Till de Bernard qui contient beaucoup moins de magnésium et de calcium que les tills de Kellett et de Jesse. En tenant compte de la mesure de dispersion des données indiquées à l'appendice C, il ressort que la faible teneur en magnésium (3,1 %) ainsi que, mais à un moindre degré, la faible teneur calcium ($\bar{X}$3,6 %) et les hautes teneurs en baryum (423,1 ppm), en aluminium ($\bar{X}$3,9%), en zinc ($\bar{X}$51,9 ppm) et manganèse ($\bar{X}$639,4 ppm) sont indicatifs du Till de rnard.

Il est intéressant de noter que le Till de Bernard, par sa xture fine, son pH moins élevé, la lithologie de sa fraction ssière, sa faible teneur en carbonates, son importante eur en montmorillonite et sa couleur montre beaucoup ffinité avec les formations crétacées et tertiaires de aufort, d'Eureka Sound, de Kanguk et de Christopher pp. A). Comme le Till de Bernard repose directement sur s diverses formations, il est normal qu'il en soit ainsi, le till ant gardé les caractéristiques du matériel duquel il ovient.

orphologie. Les figures 4, 7 et 22 illustrent bien l'aspect es régions constituées de Till de Bernard. Il s'agit essentiellement d'un relief à la surface légèrement ondulée. Les pentes sont douces et recouvertes de traînées et (ou) d'un réseau de polygones. Les régions basses entre les ondulations sont constituées ou bien de petits chenaux d'eaux de fonte à fond plat, colmatés par une mince couche de dépôts organiques (fig. 22) ou bien par un dense réseau de chenaux d'eaux de fonte beaucoup plus larges que les précédents et bien encaissés dans la plaine de till (Vincent, 1980b). Les surfaces, sans doute à cause de la nature fine de la matrice du till, sont mal drainées. On trouve souvent des mares d'eau stagnante ainsi que de minces étendues de matières organiques gorgées d'eau.

Comparativement aux autres nappes de tills, les processus périglaciaires semblent avoir été des agents fort efficaces dans la modification des formes glaciaires associées au Till de Bernard, de sorte que l'on peut rarement identifier de façon certaine diverses formes typiquement glaciaires. Bien qu'en de nombreux endroits on ait soupçonné la présence de formes profilées résultant du modelage du till par la glace en mouvement, seuls quelques drumlins ont été cartographiés (cours supérieur de la rivière "Ivitaruk", région immédiatement au nord du coude de la rivière Bernard, région à l'est du cours moyen de la rivière Egina et région au nord du cours moyen de la rivière "North Star"), (Vincent, 1980b).

En divers endroits, les surfaces de Till de Bernard ont été modifiées par l'action des eaux de lacs glaciaires, par des eaux associées à des transgressions marines et finalement par les eaux de fonte glaciaires. Ces divers événements ont contribué à modifier considérablement certaines régions.

irection de l'écoulement. Étant donné l'absence de marques écoulement, le sens de l'avancée du glacier responsable de mise en place du Till de Bernard n'est pas immédiatement vident. À partir des observations suivantes, il est cependant ssible d'affirmer que le glacier a suivi une direction énérale du sud-est vers le nord-ouest.

1. La limite d'extension de la nappe de Till de Bernard est fort bien définie dans le secteur nord-ouest de l'île (fig. 5). Bien qu'il n'y ait pas de moraine terminale, l'étendue de till est interrompue brusquement et plusieurs chenaux d'eaux de fonte proglaciaires bien définis (Vincent, 1980b) trouvent leur origine à la limite de l'étendue du till. L'orientation, approximativement, est-nord-est – ouest-sud-ouest de cette limite et la présence du till du côté méridional indiquent que le glacier provenait de l'est-sud-est.

2. Le Till de Bernard, caractérisé par sa matrice fine de couleur noirâtre, recouvre directement les formations d'Eureka Sound et de Beaufort de couleurs pâles et généralement à granulométrie plus grossière. Il est évident qu'une bonne partie de la matrice provient des formations de Kanguk et de Christopher sises à l'est et au sud-est de l'île Banks (fig. 12), ce qui implique que le glacier provenait de l'est ou du sud-est.

3. De nombreux blocs erratiques, constitués de roches sédimentaires et volcaniques, proviennent fort probablement de l'île Victoria à l'est et au sud-est ou du district de Mackenzie au sud-est de l'île Banks. Des analyses chimiques globales, effectuées sur deux roches volcaniques prélevées dans deux différents échantillons de Till de Bernard, indiquent que la composition de ces roches est semblable à la composition des roches volcaniques de la Formation de Natkusiak (Thorsteinsson and Tozer, 1962) sur l'île Victoria au sud-est de l'île Banks (comm. écrite, W.R.A. Baragar, 1978). Les roches granitiques et gneissiques sont également fort utiles pour déterminer la direction d'écoulement, étant donné que les sources les plus rapprochées de ces roches se trouvent au sud-est de l'île dans le district de Mackenzie (Geological Map of Canada, R.J.W. Douglas, 1969). Il existe bien des affleurements de granodiorite sur l'île de Victoria au sud-ouest de la baie Hadley (Thorsteinsson and Tozer, 1962), mais ceux-ci recouvrent une étendue restreinte (6,5 km^2) et ne peuvent rendre compte des diverses lithologies (granite, syénite, granodiorite) observées dans le Till de Bernard. La présence des éléments granitiques et volcaniques semblent donc indiquer que le glacier provenait du sud-est.

4. L'orientation des drumlins dans les quatre régions mentionnées plus haut indique que le glacier, responsable de leur mise en place, provenait du sud ou du sud-est.

5. Les résultats de trois analyses d'orientation des cailloux dans le Till de Bernard indiquent une direction d'avancée vers l'ouest du glacier.

6. L'examen d'une coupe sur la rive droite de la rivière Davies, dans son cours moyen et à proximité de la limite de la nappe de Till de Bernard, qui montrait le contact entre le Till de Bernard et du sable de la Formation de Beaufort, a révélé la présence de déformations et structures glaciotectoniques qui indiquaient une direction de progression du glacier vers le nord.

Le Till de Plateau

Distribution. La surface d'une bonne partie du plateau dévonien du nord-est de l'île Banks (carte 1565A, unité 2; Vincent, 1980b, unité 1b; fig. 19 et 23) est recouverte d'un till de couleur noirâtre, sablonneux et moyennement rocheux. Cette nappe, continue et relativement épaisse dans sa partie sud et est, est présente ici et là, surtout sous forme de placage, dans les secteurs ouest et nord. En plusieurs

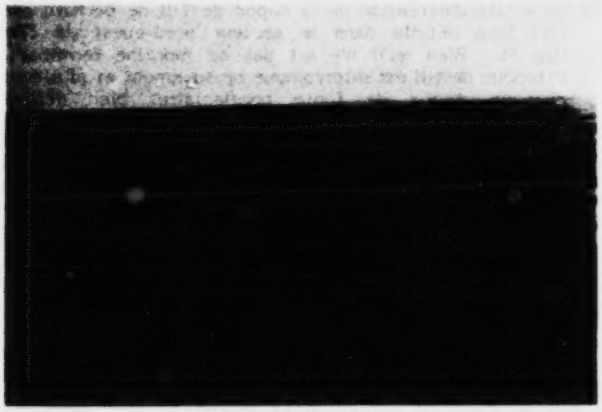


Figure 22. *Vue aérienne d'une région, au nord du cours moyen de la rivière Storkerson, recouverte de Till de Bernard. La plaine légèrement ondulée et coupée par des chenaux colmatés de matière organique est à noter (cliché n^{o} 167912 de la C.G.C.).*

Aerial view of an area, north of the middle reach of Storkerson River, overlain by Bernard Till. Note the rolling plain dissected by organic filled channels (GSC photo 167912).

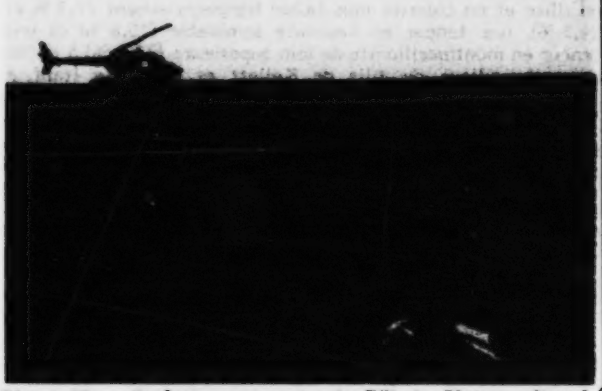


Figure 23. *Surface recouverte de Till de Plateau dans la région du cours supérieur de la rivière Dissection (cliché n^{o} 167501 de la C.G.C.).*

Surface covered by Plateau Till in the Upper Dissection River basin (GSC photo 167501).

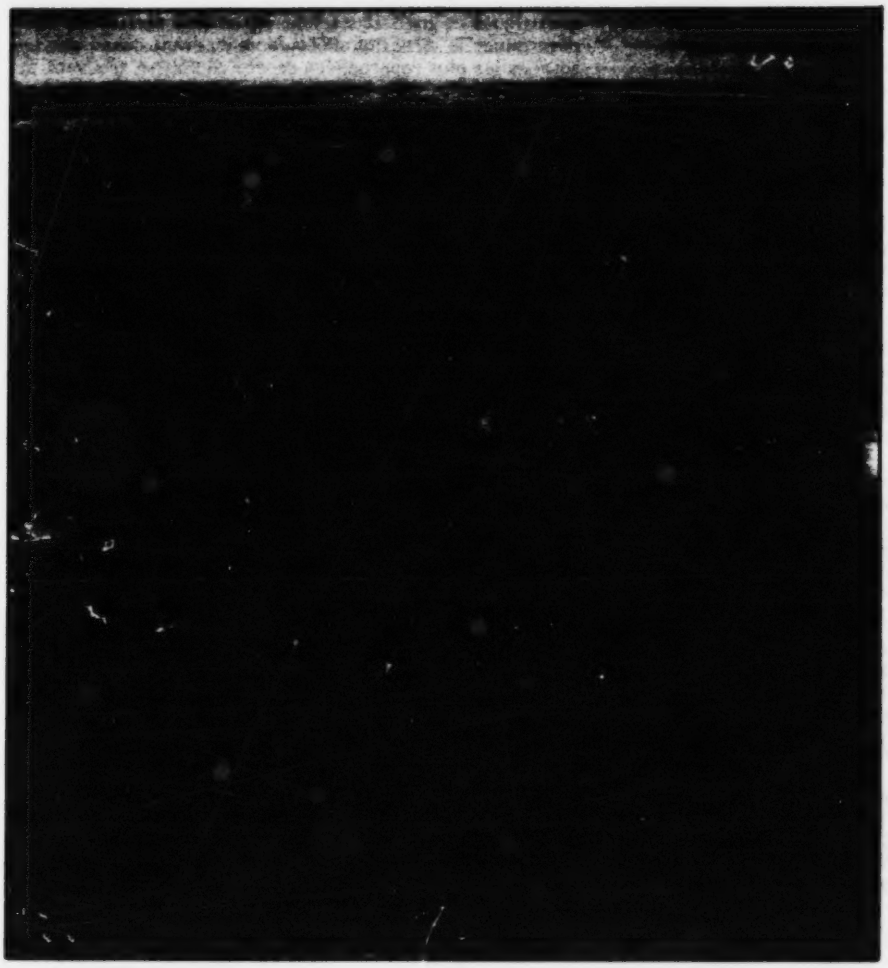


Figure 24

Vue aérienne de la région à la tête de la rivière Kellett. Le Till de Jesse recouvre les surfaces à l'avant-plan, alors que le Till de Kellett recouvre celles à l'arrière-plan. La limite maximale d'avancée du Lobe de Prince of Wales au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen est fort bien marquée. La langue de till dans le coin inférieur droit qui indique la présence d'une lobation à la marge du glacier est à noter. Photographie aérienne T449L-108, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et de Ressources.

Aerial view of the upper reaches of Kellett River. In the foreground surfaces are covered by Jesse Till, whereas in the background surfaces are covered by Kellett Till. The glacial limit of the Prince of Wales Lobe during the M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation is well defined. Note the tongue of till, at the bottom right, which indicates the presence of a lobation at the ice margin. Air photograph T449L-108, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

endroits, on ne trouve d'ailleurs que de rares blocs erratiques mélangés aux gélifracts provenant des formations sous-jacentes. La nappe s'étend au nord jusqu'aux détroits de M'Clure et du Vicomte-Melville. Elle est limitée à l'est par des étendues de Till de Kange, au sud par des étendues de tills de Jesse et de Baker et à l'ouest par les nappes de tills de Baker et de Mercy (fig. 19). Ce corps sédimentaire recouvre directement dans sa partie sud et du centre les formations crétacées, non lithifiées, d'Isachsen et de Christopher, et à l'est, au nord et à l'ouest de ce noyau central, les formations lithifiées dévoniennes (carte 1565A; Vincent, 1980b). Il est intéressant de noter que la nappe de till est généralement plus épaisse (5 m en un endroit) et continue lorsqu'elle repose sur les formations géologiques non consolidées. Le nom de Till de Plateau est donné à cette nappe en raison de sa localisation sur le plateau dévonien.

Description du sédiment. La couleur noirâtre et la nature sablonneuse de la matrice sont les deux éléments qui caractérisent visuellement le Till de Plateau. L'appendice B donne le résultat de sept analyses granulométriques (rapports sable-silt-argile) sur des échantillons prélevés un peu partout à l'intérieur de la nappe. En moyenne, la matrice se compose de 68 % de sable, de 21 % de silt et de 11 % d'argile. La proportion moyenne des éléments de plus de 2 mm est de 5 % du poids total des échantillons. Les éléments grossiers du till sont surtout des roches sédimentaires (grès, carbonates) avec de rares roches volcaniques et granitiques.

Le pH ($\bar{X}$ 8,7) est plus basique que celui du Till de Bernard, mais moins que ceux des tills de Kellett et de Jesse. Les faibles teneurs en carbonates ($\bar{X}$ 16,4 %) et en magnétite ($\bar{X}$ 13,2 %) sont semblables à celles du Till de Bernard (tabl. 2; app. B). Contrairement au Till de Bernard, l'analyse de l'argile de trois échantillons n'a pas révélé la présence de montmorillonite. L'analyse des oligo-éléments révèle par contre une grande affinité avec le Till de Bernard. À l'instar de ce dernier, le Till de Plateau accuse des teneurs en oligo-éléments généralement plus élevées, sauf pour le magnésium et le calcium dont les teneurs sont beaucoup plus faibles que celles des tills de Kellett et de Jesse (app. C). Comme c'est le cas pour le Till de Bernard, les teneurs du Till de Plateau en magnésium ($\bar{X}$ 3,9 %) et calcium ($\bar{X}$ 4,6 %) sont faibles et les teneurs en zinc ($\bar{X}$ 48,4 ppm) et en manganèse ($\bar{X}$ 1 300 ppm) élevées.

En se basant sur les propriétés des sédiments, on constate que le Till de Plateau a beaucoup plus d'affinité avec le Till de Bernard que les autres tills. Les teneurs en carbonates et en divers oligo-éléments sont particulièrement révélatrices. Les différences dans la texture (plus sablonneuse) et dans les types d'argile (absence de montmorillonite) peuvent être expliquées par la nature différente du substrat rocheux (formations dévoniennes au lieu des formations non lithifiées, crétacées et tertiaires), sur lequel le glacier qui a mis en place le Till de Plateau s'est écoulé.

Morphologie. Le Till de Plateau recouvre directement les formations dévoniennes horizontales ou les formations crétacées, peu épaisses, qui reposent elles-mêmes sur le Dévonien. Cette nappe de till forme donc essentiellement une plaine qui n'est interrompue que par les profondes vallées entaillées dans la roche en place. La surface de la région recouverte d'une plus grande épaisseur de tills soit le secteur sud et du centre de la nappe, est généralement mal drainée et parsemée de polygones.

Les formes typiquement glaciaires sont absentes, comme dans le cas du Till de Bernard. On peut identifier, ici et là à la surface du till, des chenaux d'eaux de fonte, mais ceux-ci sont moins bien développés que sur les étendues de till de Bernard. Les eaux de fonte ont probablement dû s'écouler par des vallées qui devaient déjà entailler la surface du plateau avant l'englaciation.

À l'est de la ligne de partage des eaux, qui sépare l'écoulement vers le détroit du Vicomte-Melville de l'écoulement vers la rivière Thomsen, et à une altitude inférieure à environ 245 m, le Till de Plateau a été remanié en surface par les eaux d'un lac glaciaire (voir section sur les sédiments glacio-lacustres). La limite entre les surfaces de till délavé et non délavé se discerne aisément sur les photographies aériennes et apparaît sur la carte 1565A (voir aussi Vincent, 1980b).

Direction de l'écoulement. La direction d'avancée du glacier responsable de la mise en place du Till de Plateau est sans doute approximativement la même que celle du Till de Bernard, mais des observations précises pour appuyer cette affirmation manquent. Seule la présence des roches granitiques laisse présager une direction d'avancée du sud-est vers le nord-ouest.

Le Till de Durham Heights

Distribution. Un till noirâtre à matrice fine recouvre la surface des régions au-dessus de 400 m d'altitude à l'extrémité sud de l'île (carte 1565A, unité 2; Vincent, 1980b, unité 1c; fig. 19). Ce corps sédimentaire est limité au nord et à l'est par le Till de Kellett, au sud et au sud-ouest par les falaises développées dans la Formation de Glenelg et à l'ouest par le Till de Sachs (fig. 19). Cette nappe recouvre directement, selon les endroits, les formations de Kanguk, de Christopher ou de Glenelg et porte le nom de Durham Heights, du fait qu'elle recouvre en grande partie la région connue sous ce nom.

Description du sédiment. Le survol, à basse altitude, de la région a révélé qu'il s'agit d'un till de couleur noirâtre et à matrice fine. Cette observation laisse présager qu'il y a une affinité possible entre le Till de Durham Heights et le Till de Bernard.

Morphologie. L'examen des photographies aériennes démontre que la nappe de till à l'étude forme une couche relativement mince qui repose sur les formations horizontales de roche en place. La surface a une allure nettement glaciaire avec ses chenaux d'eaux de fonte, ses crêtes morainiques et ses lacs de surcreusement glaciaire, très nombreux surtout dans le secteur sud.

Le Till de Kellett

Distribution. Le centre-sud de l'île Banks (carte 1565A, unité 4; Vincent, 1980b, unité 2a; fig. 19) est recouvert d'un till sablonneux, pâle et moyennement rocheux. Cette nappe de till est entourée au nord et au nord-ouest par le Till de Bernard, à l'est et au sud par le Till de Jesse et à l'ouest par les tills de Durham Heights et de Sachs (fig. 19). Des dépôts de contact glaciaire ne marquent pas (au nord ou au nord-ouest) la limite de la nappe de till et seuls les chenaux d'eaux de fonte qui y trouvent leur origine suggèrent qu'il s'agit en fait du lieu d'avancée maximale d'un glacier. La nappe de Till de Kellett recouvre des dépôts glaciaires plus anciens et, selon la région (fig. 12), les formations de Christopher, de Kanguk, d'Eureka Sound et de Beaufort. Le till, dont l'épaisseur varie considérablement, semble être généralement plus épais du côté est alors que du côté nord et ouest, il n'apparaît à la surface que sous la forme d'un placage. Ce corps sédimentaire est centré sur la région du cours supérieur de la rivière Kellett, d'où son nom.

Description du sédiment. La couleur pâle et la nature sablonneuse de la matrice sont les deux éléments qui caractérisent visuellement le Till de Kellett. L'appendice B

donne le résultat de 16 analyses granulométriques effectuées sur des échantillons prélevés un peu partout à l'intérieur de la nappe. En moyenne, la matrice se compose de 59 % de sable, de 28 % de silt et de 13 % d'argile. Les variations granulométriques se révèlent cependant assez grandes comme en témoigne la dispersion sur un diagramme triangulaire (fig. 20). La proportion des éléments de plus de 2 mm est en moyenne de 41 % du poids total des échantillons. La présence de grandes étendues de sable et de gravier de Beaufort sous le Till de Kellett est sans doute en grande partie responsable de la nature sablonneuse du till. Les éléments grossiers sont constitués de roches sédimentaires (carbonates, grès) ainsi que de plus rares roches volcaniques et granitiques.

Les analyses indiquent une teneur en carbonates ($\bar{X}$32,7 %) plus élevée que celle du Till de Bernard et moins élevée que celle du Till de Jesse, une teneur en minéraux denses faible à l'instar du Till de Bernard, comparativement au Till de Jesse et, par contre, une teneur en magnétite beaucoup plus élevée que celle du Till de Bernard mais semblable à celle du Till de Jesse (tabl. 2, app. B). Les teneurs moyennes de 14 oligo-éléments sont indiquées sur la figure 21 et les résultats des analyses, à l'appendice C. Les teneurs en divers éléments sont, sauf pour le calcium et le magnésium, présents en plus grande abondance, bien plus faibles que celles observées dans le Till de Bernard. Dans l'ensemble, les teneurs des tills de Jesse et de Kellett sont fort semblables avec une tendance pour les teneurs du Till de Kellett à être généralement plus faibles que celles du Till de Jesse.

Morphologie. Les surfaces recouvertes de Till de Kellett ont un aspect différent de celles recouvertes de Till de Bernard. Elles ont une allure contrastée plus "jeune", comme en témoigne l'examen des photographies aériennes et le survol de la région. Les processus périglaciaires ont atténué quelque peu la morphologie glaciaire, mais ne l'ont pas essentiellement modifiée comme dans le cas des endroits recouverts de Till de Bernard. Particulièrement dans les régions des cours supérieurs des rivières Kellett, Big et Bernard, la surface des interfluves présente une allure nettement glaciaire avec une multitude de petites collines aux versants raides, éparpillées de façon chaotique, et une multitude de chenaux d'eaux de fonte bien évidents à la surface du till et entre les petites collines. Les figures 9 et 24 donnent un aperçu visuel des régions recouvertes de Till de Kellett. En quelques endroits, le relief est constitué de moraines bosselées. Plus qu'ailleurs le modelé en est attribuable à l'ablation sur place de la glace.

Comme on le verra plus loin, les surfaces de Till de Kellett dans la région du cours supérieur des rivières Big et Bernard ont été remaniées par une nappe d'eau marine et par des eaux de fonte reliées à un glacier autre que celui qui est responsable de la mise en place du Till de Kellett (carte 1565A; Vincent, 1980b). Ce remaniement a eu pour effet soit d'atténuer la morphologie glaciaire par un nivellement général, soit d'enlever complètement le Till de Kellett pour exposer des formations plus anciennes.

Direction de l'écoulement. Ainsi que le confirme la répartition géographique de la nappe de Till de Kellett et sa limite bien marquée à l'ouest et au nord, le glacier responsable de la mise en place du till à l'étude s'écoulait vers le nord-ouest ou l'ouest. La limite ouest semble avoir été contrôlée par la présence des régions élevées à l'est de la baie Thesiger. Des drumlins, dans la région au nord du cours moyen de la rivière Masik, indiquent un écoulement vers l'ouest-sud-ouest. Comme pour le Till de Bernard, les roches granitiques proviennent de sources situées au sud-est, dans le district de Mackenzie.

Le Till de Baker

Distribution. Les régions basses de part et d'autre de la rivière Thomsen sont recouvertes d'un till sablonneux, de couleur pâle et généralement peu épais (carte 1565A, unité 4; Vincent, 1980b, unité 2b; fig. 19). Cette nappe de till est limitée à l'est par le Till de Plateau et par une série d'escarpements dans les formations dévoniennes, au sud par le Till de Jesse et à l'ouest par le Till de Bernard. Au nord, le till couvre les régions basses de part et d'autre de la baie Castel. Il est entouré, à l'ouest, comme à l'est de cette baie, par des étendues de Till de Bernard et au nord-est par une étendue de Till de Mercy. Selon les endroits, ce corps sédimentaire recouvre ou bien une des formations de Weatherall, d'Isachsen, de Christopher, de Kanguk et d'Eureka Sound, ou bien des dépôts glaciaires plus anciens. Ce till peut être observé en coupe, entre autres, à proximité de la rivière Baker, d'où son nom.

Description du sédiment. Le Till de Baker est caractérisé par sa couleur pâle et la nature fine de sa matrice. L'appendice B donne le résultat de six analyses granulométriques effectuées sur des échantillons prélevés un peu partout à l'intérieur de la nappe. En moyenne, la matrice se compose de 37 % de sable, 39 % de silt et 24 % d'argile. La proportion des éléments de plus de 2 mm est en moyenne de 27 % du poids total des échantillons. Les éléments grossiers sont constitués de roches sédimentaires (carbonates et grès) ainsi que de roches volcaniques et granitiques plus rares. La nature relativement fine de la matrice est sans doute reliée au fait que le glacier, qui a mis en place le Till de Baker, s'est écoulé sur les formations préquaternaires à texture fine mentionnées plus haut.

La teneur en carbonates ($\bar{X}$ 22,4 %) est un peu plus élevée que celle du Till de Bernard, mais moins élevée que celles des tills de Kellett et de Jesse (tabl. 2, app. B). Le nombre restreint de données disponibles sur les teneurs en oligo-éléments (app. C) sont à tout point de vue semblables à celles des échantillons de tills de Bernard et de Plateau. On retrouve les faibles teneurs en magnésium ($\bar{X}$3,4 %) et en calcium ($\bar{X}$3,8 %) et les hautes teneurs dans les autres éléments. La similitude entre les tills de Bernard, de Plateau et de Baker, indiquée par les analyses granulométriques et les teneurs en carbonates et en oligo-éléments, est intéressante à noter, étant donné que la matrice de ces trois tills semble être étroitement reliée à la présence de formations géologiques à texture fine sur l'île Banks.

Morphologie. Le glacier qui a mis en place le Till de Baker est responsable d'un modelé glaciaire exceptionnel sur l'île Banks, si on le compare aux autres modelés. Au sein de la région sise au nord de l'embouchure de la rivière "Ivitaruk" et du côté est de la rivière Thomsen particulièrement, les affleurements dévoniens ont subi une action glaciaire érosive intense. Partout la roche en place a été décapée. On peut observer des formes de débitage glaciaire, des roches moutonnées, des drumlins rocheux (fig. 8). Le contraste entre cette région et les régions plus élevées du plateau dévonien à l'est, bien que constituées des mêmes formations géologiques, est frappant. D'un côté, les surfaces rocheuses sont décapées; de l'autre, les surfaces ne sont pas modifiées.

Ailleurs, dans la région recouverte par la nappe de Till de Baker, le modelé glaciaire n'est pas aussi spectaculaire. La morphologie de la région de Till de Baker sise dans la partie sud du plateau dévonien, entre les étendues de tills de Plateau et de Jesse, est semblable à celle des étendues de Till de Plateau. Une plaine de till, légèrement ondulée, recouvre les formations plus anciennes. Du côté ouest de la rivière Thomsen, au sud du lac Shoran (Vincent, 1980b), le modelé avec ses petites collines aux pentes raides et sa

multitude de chenaux d'eaux de fonte est semblable à celui du secteur ouest recouvert par le Till de Kellett. Ici encore le modelé témoigne de l'ablation sur place de la glace.

Des formes édifiées, constituées de sédiments de contact glaciaire, sont également associées au till à l'étude. Le long de la bordure nord du Till de Baker, au sud de la région couverte de Till de Plateau, et ici et là le long de la bordure ouest du till, des collines allongées de sable et de gravier marquent la limite d'extension du Till de Baker (carte 1565A; Vincent, 1980b; fig. 25). Ces différentes collines sont interprétées comme étant des moraines terminales et indiquent l'extension maximale d'un glacier.

Les surfaces de Till de Baker des régions plus basses de la vallée de la rivière Thomsen ont été subséquemment entaillées par des eaux de fonte émanant d'un glacier autre que celui responsable de la mise en place du Till de Baker. Elles ont été remaniées par des masses d'eaux marines et glacio-lacustres dont il sera question plus loin, à l'instar des surfaces de Till de Baker sises au sud-est entre les tills de Plateau et de Jesse.

Direction de l'écoulement. La répartition du Till de Baker et la présence des moraines bien définies à la marge des étendues de till (fig. 25) indiquent clairement que le lobe de glace responsable de la mise en place des dépôts glaciaires s'est écoulé à l'intérieur de la dépression centrée sur la rivière Thomsen et a été contrôlé par elle. En se basant sur les deux critères suivants, on peut conclure que l'écoulement se dirigeait vers le nord. En premier lieu, dans la région au sud-ouest de la baie Mercy, les accumulations de till associées à des "crag-and-tail" sont sises sur le côté nord (donc du côté aval par rapport à la direction de l'écoulement glaciaire) d'affleurements rocheux. En deuxième lieu, si l'on reporte sur une carte topographique les limites, sises de part et d'autre de la rivière Thomsen, des régions marquées par le passage du lobe, il devient apparent que ces limites se trouvent graduellement à des altitudes de plus en plus basses vers le nord. Cette observation indique sans équivoque que la glace s'est bel et bien écoulée vers le nord. Dans le cas contraire, la glace aurait dû être beaucoup plus épaisse au nord pour recouvrir les régions sud plus élevées. L'écoulement vers le nord est également démontré de la façon suivante: comme dans le cas du Till de Bernard, des analyses chimiques globales, effectuées sur deux échantillons de Till de Baker, indiquent que la composition des roches s'apparente à celle des roches volcaniques de la Formation de Natkusiak de l'île Victoria sise au sud-est de l'île Banks (comm. écrite, W.R.A. Baragar, 1978).

Le Till de Kange

Distribution. Une partie du secteur nord-est du plateau dévonien (carte 1565A, unité 4; Vincent, 1980b, unité 2c; fig. 19) est recouverte d'un till sablonneux pâle. Cette nappe de till, interrompue au nord par les falaises bordant le détroit du Vicomte-Melville, est entourée à l'est et au sud par des étendues de Till de Jesse et à l'ouest par le Till de Plateau. Ce corps sédimentaire recouvre des dépôts glaciaires plus anciens et les roches sédimentaires de la Formation de Weatherall. Le nom de Till de Kange a été donné à cette nappe, empruntant celui de la rivière qui draine une partie de la région recouverte par le till. Le till est plus épais au sud et à l'est qu'il ne l'est à l'ouest et au nord. La limite ouest n'est pas marquée par la présence de dépôts de contact glaciaire, mais par un changement brusque dans la nature du till de part et d'autre de la limite.

Description du sédiment. Un seul échantillon de Till de Kange a pu être recueilli (app. B). L'analyse de cet échantillon ainsi qu'un nombre limité d'observations sur le terrain indiquent qu'il s'agit d'un till sablonneux dont la teneur en carbonates est élevée comparativement au Till de Plateau.

Morphologie. Le secteur nord recouvert par le Till de Kange est semblable aux étendues de Till de Plateau qui recouvrent les surfaces planes liées à la présence des formations dévoniennes horizontales. Les formes glaciaires ne sont pas évidentes, mais le modelé est moins atténué que dans le cas du Till de Plateau. Le secteur sud a cependant une allure fort différente: il présente de grandes surfaces recouvertes de moraines bosselées (Vincent, 1980b), un till plus épais, des chenaux d'eaux de fonte nombreux et bien incisés. Il est également important de noter que plusieurs régions de Till de Kange ont été remaniées par les eaux d'un lac glaciaire (voir section sur les sédiments glacio-lacustres, carte 1565A et Vincent, 1980b).

Direction de l'écoulement. Aucune donnée précise n'a été recueillie. La localisation du Till de Kange et sa limite à l'est des régions élevées du plateau dévonien indiquent cependant que le till a été mis en place par un glacier qui s'écoulait vers l'ouest ou vers le nord.

Le Till de Jesse

Distribution. La surface du sud-est et de l'est de l'île Banks (carte 1565A, unité 16; Vincent, 1980b, unité 3a; fig. 19) est recouverte d'un till silteux gris rosâtre. Ce corps sédimentaire, à partir du détroit du Vicomte-Melville au nord-est jusqu'à l'extrémité sud de l'île, est limité à l'ouest successivement par des étendues de tills de Kange, de Plateau, de Baker, de Bernard et de Kellett (fig. 19). Au sud, il est limité par le golfe Amundsen et à l'est, par le détroit du Prince-de-Galles.

La limite ouest du till est extrêmement bien marquée (fig. 10, 24). La limite d'extension du till marque la limite d'extension d'un glacier, comme en témoigne la présence des chenaux proglaciaires qui trouvent leur origine en bordure de la nappe de till et la présence de moraines terminales en plusieurs endroits. L'examen des photographies aériennes montre que la limite est étroitement contrôlée par la topographie locale. Partout la nappe de till s'arrête brusquement sur le flanc de collines ou encore, la nappe est toujours présente dans une région plus basse sous forme de langue indiquant l'existence d'un petit lobe à la marge de la glace. La figure 24 illustre un bel exemple de ce phénomène.

Cette nappe de till recouvre presque partout des sédiments glaciaires, et surtout marins, plus anciens. En de rares endroits, elle repose directement sur les formations géologiques de Glenelg, de Weatherall, d'Isachsen, de Christopher, de Kanguk ou d'Eureka Sound. En général, la nappe de till est mince, atteignant rarement plus de 2 m d'épaisseur. Le nom de Till de Jesse provient du fait que le till peut être examiné en coupe aux environs de la baie Jesse. Ce corps sédimentaire correspond grosso modo à ce que Fyles (1962, p. 15, et fig. 2) a appelé la "ceinture morainique de l'est de l'île Banks" et à ce qui a été cartographié, sur la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968), à partir des travaux de Fyles, comme étant une zone de moraine bosselée.

Description du sédiment. La couleur gris rosâtre (7.5YR 6/2) de la fine matrice est l'élément le plus caractéristique du Till de Jesse. L'appendice B donne le résultat de 23 analyses granulométriques effectuées sur des échantillons prélevés un peu partout à l'intérieur de la nappe. En moyenne, la matrice se compose de 41 % de sable, de 37 % de silt et de 22 % d'argile. Les variations granulométriques sont cependant assez grandes comme en témoigne la dispersion des points sur

Figure 25. *Vue aérienne de la région du lac Shoran. Le Till de Baker recouvre les surfaces à l'avant-plan, alors que le Till de Bernard recouvre celles à l'arrière-plan. La limite maximale d'avancée du glacier Thomsen est fort bien marquée par une moraine terminale. Photographie aérienne T488L-21, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.*

Aerial view of the Shoran Lake area. In the foreground surfaces are covered by Baker Till, whereas in the background surfaces are covered by Bernard Till. The glacial limit of the Thomsen glacier is well defined by a terminal moraine. Air photograph T488L-21, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

un diagramme triangulaire (fig. 20). La proportion d'éléments de plus de 2 mm est de 25 % du poids total des échantillons. Les éléments grossiers sont constitués en grande partie de roches sédimentaires (carbonates et grès). Les roches ignées (diabase et gabbro), gneissiques et granitiques sont communes bien que présentes en bien moins grande quantité que les roches sédimentaires. Le Till de Jesse a un pH ($\bar{X}$8,9 %) plus basique que le Till de Bernard (tabl. 2, app. B). Les teneurs en carbonates ($\bar{X}$39,2 %) et en minéraux denses ($\bar{X}$1,7 %) sont plus élevées que celles des tills de Bernard et de Kellett (tabl. 2, app. B). La teneur en magnétite, bien que supérieure à celle du Till de Bernard, est moins élevée que celle du Till de Kellett. Les argiles sont surtout des illites (49 %), des chlorites (36 %) et des kaolinites (10 %). Un seul échantillon a révélé la présence de montmorillonite alors que celle-ci était dominante dans le Till de Bernard (tabl. 2, app. B).

Les teneurs moyennes de 14 oligo-éléments sont indiquées sur la figure 21 et les résultats des analyses, dans l'appendice C. La figure 21 indique généralement que les teneurs en divers éléments sont, sauf pour le calcium et le magnésium, beaucoup plus faibles que pour le Till de Bernard. Dans l'ensemble, les teneurs des tills de Kellett et de Jesse sont semblables malgré la tendance des teneurs du Till de Kellett à être légèrement plus faibles que celles du Till de Jesse.

Morphologie. La nappe de Till de Jesse correspond à la région physiographique de la "ceinture morainique du Prince-de-Galles". La morphologie de la nappe de Till de Jesse varie quelque peu du nord au sud, selon que le till repose sur les Hautes-terres septentrionales, les Basses-terres centrales ou les Hautes-terres méridionales (chapitre précédent). La morphologie varie également, mais à un plus haut degré, selon qu'elle recouvre la région plus disséquée à proximité de la côte ou les régions plus planes de l'intérieur des terres.

On retrouve un réseau continu et bien développé de polygones à centre bombé sur toute la surface (fig. 10, 24). On peut d'ailleurs cartographier l'étendue de la nappe en se basant uniquement sur la présence de ces sols à figures géométriques (fig. 9, 24).

Les formes typiquement glaciaires associées au Till de Jesse sont bien apparentes et à allure fort jeune. Les surfaces planes de la nappe à proximité de la limite ouest sont souvent nettement modelées par la glace. La carte 1565A (voir aussi Vincent, 1980b) indique la localisation et l'orientation de plusieurs formes profilées et la figure 10 en illustre une. Ces formes peuvent atteindre jusqu'à 7 km de longueur. Dans les régions plus élevées, particulièrement dans le secteur sud, de grandes surfaces sont recouvertes de moraines bosselées (Vincent, 1980b; fig. 26). Ces diverses formes, ainsi que les formes telles que les moraines frontales, le plus souvent orientées parallèlement à la côte et fréquemment arquées, les eskers, les kames et les chenaux d'eaux de fonte confèrent une allure nettement glaciaire aux régions recouvertes de Till de Jesse.

Également caractéristique de la morphologie associée au Till de Jesse, sont les multiples lacs qui constituent une véritable ceinture le long de la moitié ouest de la nappe de till (fig. 10, 24). Ces lacs, dans les régions plus élevées, sont surtout des "kettles", donc des lacs résultant de la fonte de la glace de glacier. Ailleurs, dans les parties plus basses, particulièrement dans la région centrale, les lacs sont d'origine thermokarstique. Ils résultent de la fonte de glace massive présente dans des dépôts marins fins sous-jacents au Till de Jesse.

Les surfaces de till, dans les régions côtières, à proximité du golfe Amundsen et du détroit du Prince-de-Galles, ont été remaniées par des eaux glacio-lacustres et marines (voir sections sur les dépôts marins et glacio-lacustres).

Direction de l'écoulement. Le Till de Jesse a été mis en place par un lobe de glace qui s'écoulait du sud vers le nord et qui était centré sur le golfe Amundsen et sur le détroit du Prince-de-Galles. Cette affirmation est appuyée par les observations suivantes: Fyles (1963, p. 14) a déjà mentionné que la zone morainique sise à l'est du détroit du Prince-de-Galles, sur la péninsule Prince-Albert de l'île Victoria, est reliée à la présence d'un ancien lobe de glace centré sur la dépression du bras de mer. L'examen des photographies aériennes recouvrant le nord-ouest de l'île Victoria révèle que le Till de Jesse et le till qui recouvre la région côtière de la péninsule Prince-Albert sont semblables. Les mêmes types de formes glaciaires, différentes des tills environnants, sont présents et les surfaces sont recouvertes des polygones caractéristiques à centre bombé. Il est donc évident qu'un lobe centré sur le détroit du Prince-de-Galles a mis en place un till semblable de part et d'autre du bras de mer.

La direction de l'écoulement est évidente sur l'île Banks. Dans les régions sud, la limite altitudinale maximale du Till de Jesse se situe aux environs de 500 m. Cette altitude décroît progressivement vers le nord-est où elle n'est plus que d'environ 200 m. Il en découle que le lobe de glace s'écoulait du sud vers le nord. La présence des formes profilées (fig. 10) et des petits lobes à la marge (carte 1565A; Vincent, 1980b; fig. 24), orientées généralement vers le nord-ouest, contredit à première vue cet énoncé. Il est cependant probable que ces formes résultent d'un écoulement local dans la zone marginale du glacier.

La présence de certains types de roche dans le Till de Jesse indique que le lobe de glace responsable de sa mise en place était alimenté par un glacier qui se touvait au sud-est de l'île Banks. Comme dans le cas des tills de Bernard et de Baker, des analyses chimiques globales, effectuées sur deux roches volcaniques prélevées dans deux échantillons de Till de Jesse, indiquent que la composition des roches est semblable à la composition des roches volcaniques de la Formation de Natkusiak de l'île Victoria sise au sud-est de l'île Banks (comm. écrite, W.R.A. Baragar, 1978). Plusieurs blocs erratiques prélevés dans le Till de Jesse ont également été identifiés comme venant d'affleurements précambriens situés au sud-est du district de Mackenzie.

F.H.A. Campbell de la Commission géologique du Canada (comm. pers., 1978) a identifié divers échantillons de dolomie provenant des groupes de Hornby Bay et de Dismal Lakes et de la Formation de Parry Bay, ainsi qu'un bloc de quartzite rougeâtre provenant de la Formation de Burnside River. J.A. Donaldson de l'Université Carleton (comm. pers., 1978) a, de son côté, identifié des roches stromatolithiques venant des groupes de Rae et (ou) de Dismal Lakes.

Le Till de Sachs

Distribution. La région côtière à l'est de la baie Thesiger, entre le cap Queenston et la rivière Mary Sachs, au sud-ouest de l'île, est recouverte d'un till sablonneux de couleur pâle (carte 1565A, unité 12; Vincent, 1980b, unité 3b; fig. 19). Cette nappe de till est limitée à l'est, en allant du sud vers le nord, par les tills de Durham Heights, de Kellett et de Bernard (fig. 19). La limite de la nappe, particulièrement dans la région entre Sachs Harbour et la rivière Masik, est extrêmement bien marquée (fig. 27) et indique la position maximale d'avancée d'un glacier comme en témoigne la présence de moraines terminales et de chenaux d'eaux de fonte proglaciaires.

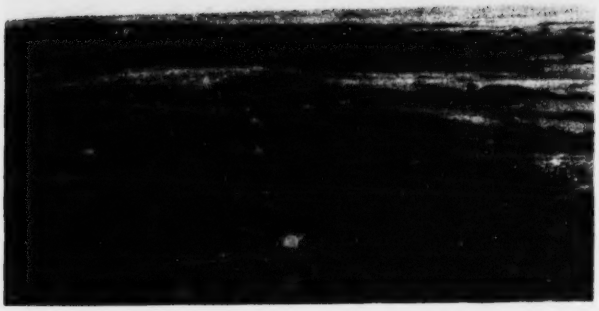


Figure 26. *Vue aérienne d'une région élevée recouverte de Till de Jesse au nord-nord-est de la baie De Salis. La moraine bosselée est à noter (cliché n^{o} 167914 de la C.G.C.).*

Aerial view of a high area, north northeast of De Salis Bay, covered by Jesse Till. Note hummocky moraine (GSC photo 167914).

Figure 28. *Affleurement de diabase de la Formation de Glenelg le long de la baie Thesiger au sud de l'embouchure de la rivière Rufus. Les surfaces polies des roches moutonnées sont apparentes ainsi que les faces débitées par le glacier qui s'écoulait de la gauche vers la droite sur la photo. Les stries à la surface de l'affleurement indiquent une direction d'écoulement vers le nord-nord-ouest (cliché n^{o} 167884 de la C.G.C.).*

Outcrop of Glenelg Formation diabase along Thesiger Bay south of the mouth of Rufus River. The polished roches moutonnées and the faces quarried by the glacier, which flowed from the left to the right on the photo, are apparent. Striae on the outcrop indicate a north north-west direction of flow (GSC photo 167884).

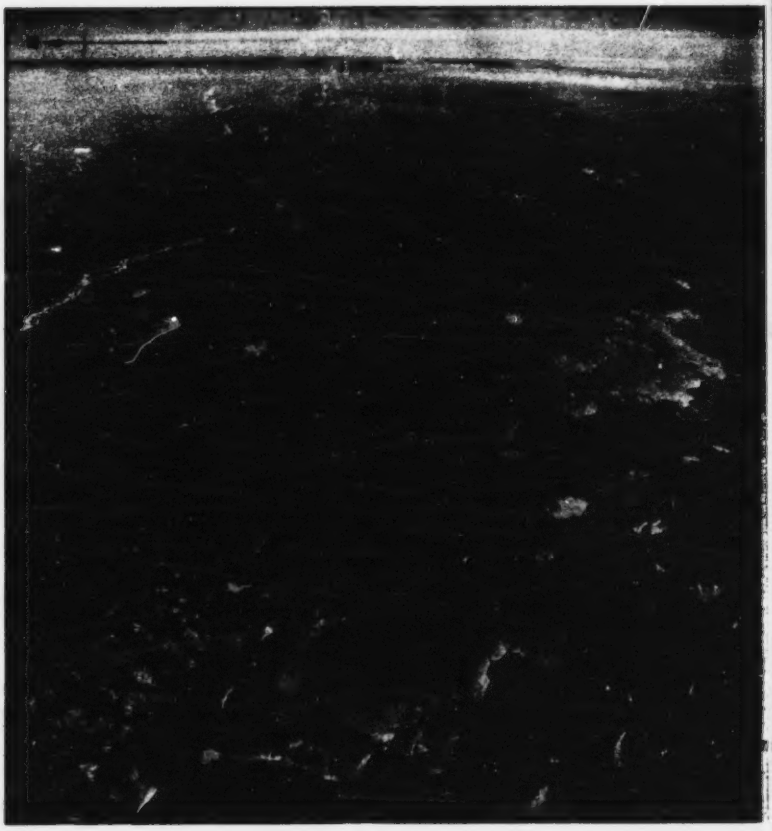


Figure 27

Vue aérienne de la région à l'est de Sachs Harbour. La limite d'avancée du Lobe de Thesiger au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen est fort bien marquée par une série de moraines terminales et par la différence de texture apparente dans les tills. A l'avant-plan, des sédiments fins d'une plaine d'épandage deltaïque sont remaniés par le vent et parsemés de lacs de thermokarst. Les terrasses étagées de la rivière Kellett sont à noter. Photographie aérienne T427L-99, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of the area east of Sachs Harbour. The glacial limit of the Thesiger Lobe, during the M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation, is extremely well defined by a series of terminal moraines and by textural differences in the till. In the foreground, fine-grained sediments of an outwash delta have been reworked by wind and subjected to thermokarst. Note the stepped terraces of Kellett River. Air photograph T427L-99, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

Le till d'épaisseur variable, mais généralement mince (1-2 m), recouvre des dépôts glaciaires plus anciens et, selon le lieu, les formations de Glenelg, de Christopher ou de Kanguk. Ce till recouvre une bonne partie de la région de la rivière Sachs, d'où son nom. La région à l'est de la baie Thesiger, délimitée sur la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968) comme étant une zone de moraine de fond, correspond grosso modo à la nappe de Till de Sachs et a été reconnue en premier lieu par Fyles (1962, p. 10).

Description du sédiment. La matrice sablonneuse et la couleur pâle sont deux éléments qui caractérisent le Till de Sachs. Il est à noter qu'en plusieurs endroits la matrice du till présente la même couleur gris rosâtre que le Till de Jesse. Cette teinte caractéristique n'est pas omniprésente, comme dans le cas du Till de Jesse, mais elle suggère un lien entre les deux tills. L'appendice B donne le résultat de trois analyses granulométriques effectuées sur des échantillons de till. En moyenne, la matrice se compose de 61 % de sable, 22 % de silt et 17 % d'argile. La proportion d'éléments plus gros que 2 mm, élevée comparativement aux autres tills, est de 51 % du poids total des échantillons. Les éléments grossiers sont constitués en grande partie de roches sédimentaires (carbonates, grès), mais avec une proportion plus élevée que dans les autres tills de roches gabbroïques. Il est probable que ces dernières proviennent en grande partie de la Formation de Glenelg. La teneur moyenne en carbonates est de 22 %. Le résultat des analyses donnant la teneur des oligo-éléments apparaît à l'appendice C. Le nombre limité d'analyses montre généralement que les teneurs s'apparentent à celles du Till de Bernard. Ce phénomène indique que les formations de Kanguk et de Christopher ont sans doute contribué à la formation de la matrice du Till de Sachs.

Morphologie. Au sud de l'embouchure de la rivière Rufus, la nappe de Till de Sachs se présente surtout comme un placage reposant sur l'escarpement entaillé dans la Formation de Glenelg en bordure de la baie Thesiger. En plusieurs endroits, surtout sur les replats, la surface de la Formation de Glenelg a été décapée par la glace. Les formes typiques d'érosion glaciaire sur substratum rocheux sont présentes: formes de débitage, roches moutonnées (fig. 28).

Au nord de la rivière Rufus, le till est plus épais et présent sous forme de couche continue sur les escarpements développés, cette fois-ci, dans la Formation de Christopher aux environs de la rivière Masik, puis dans la Formation de Kanguk aux environs de Sachs Harbour (fig. 27). Plusieurs moraines frontales sont présentes en divers endroits à l'intérieur de la nappe de till (carte 1565A; Vincent, 1980b).

Direction de l'écoulement. Le glacier responsable de la mise en place du Till de Sachs devait se trouver dans la baie Thesiger et devait s'écouler généralement vers le nord. Sa progression plus à l'intérieur des terres était contrôlée par la présence des régions élevées qui bordent la baie Thesiger. De fait, la glace n'a empiété que sur la côte. La limite de la nappe de till s'abaisse progressivement vers le nord. Ce phénomène ainsi que l'orientation des formes de débitage (fig. 28) et de stries sur des affleurements de la Formation de Glenelg (carte 1565A; Vincent, 1980b) indiquent un mouvement du glacier dans une direction généralement nord. Jenness (1952, p. 948) en est arrivé à la même conclusion après avoir examiné des stries sur des affleurements à environ 65 km au nord du cap Lambton.

Le Till de Bar Harbour

Distribution. La région au sud du détroit de M'Clure entre la baie Castel et la pointe nord-ouest de l'île Banks est recouverte d'un till sablonneux (carte 1565A, unité 8; Vincent, 1980b, unité 3c; fig. 19). Cette nappe de till est limitée au sud par des étendues qui offrent peu ou pas de preuve d'avoir été glaciées (fig. 19). La limite sud de la nappe est bien marquée par l'interruption brusque de la nappe de till et la présence de chenaux proglaciaires et de moraines terminales, comme en témoigne la figure 29. Selon les endroits (fig. 12), ce corps sédimentaire, généralement mince, recouvre directement les formations de Weatherall, de Christopher, de Kanguk, d'Eureka Sound et de Beaufort. Le till est bien exposé dans la région de Bar Harbour, d'où son nom. La région au sud du détroit de M'Clure, délimitée sur la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968) comme étant une zone de moraines bosselées, correspond grosso modo à la nappe de till de Bar Harbour, et a été reconnue en premier par Fyles (1962, p. 10, et 1969, p. 195) et cartographiée en partie par French (1972, p. 27).

Description du sédiment. Aucun échantillon de Till de Bar Harbour n'a été prélevé pour l'analyse en laboratoire. Les observations sur le terrain permettent d'établir qu'il s'agit d'un till moyennement rocheux à matrice sablonneuse. Les plus gros éléments sont surtout constitués de grès (souvent en plaquettes), de carbonates et de quartzites avec un faible pourcentage de roches gabbroïques et de rares roches granitiques.

Morphologie. Entre la baie Castel et la rivière Log, le Till de Bar Harbour se présente presque toujours sous forme de placage à la surface des formations géologiques plus anciennes. La morphologie est donc intimement liée à celle de ces formations. À l'ouest de la rivière Log, le till, un peu plus épais, se présente souvent sous forme de nappe continue reposant horizontalement sur les sédiments de la Formation de Beaufort. En quelques endroits, la nappe de till est distinctement bosselée. Un peu partout, elle est interrompue par des crêtes de sédiments de contact glaciaire, orientées parallèlement à la côte et par des chenaux d'eaux de fonte.

Direction de l'écoulement. Le Till de Bar Harbour a été mis en place par un lobe de glace centré sur le détroit de M'Clure et qui s'écoulait vers l'ouest. En fait, la glace, comme celle responsable de la mise en place des tills de Jesse et de Sachs, n'a fait qu'empiéter sur la région côtière. La limite d'extension vers l'intérieur des terres a été étroitement contrôlée par le relief, le glacier ayant, par exemple, contourné les régions élevées au sud du cap Crozier ou s'étant étendu à l'intérieur des vallées évasées comme celles de la rivière Colquhoun. La direction de l'écoulement vers l'ouest est établie de la façon suivante: la limite d'extension du glacier, marquée par la limite de la nappe de till et autres formes glaciaires, demeure constante aux environs de 100 m, depuis la baie Castel jusqu'à la rivière Ballast. À l'ouest de celle-ci, elle s'abaisse rapidement et n'atteint plus que 30 m à l'ouest de Bar Harbour. Cet abaissement de la limite vers l'ouest indique la direction d'avancée. Des observations du terrain ont également démontré que le till superposé à la Formation de Beaufort, à l'ouest de la rivière Log, contenait des plaquettes de grès verdâtres de la Formation de Weatherall, des concrétions appartenant de façon indiscutable aux formations de Hassel et de Christopher ainsi que des roches gabbroïques et granitiques. Les sources de ces blocs erratiques sont situées à l'est et indiquent conséquemment un mouvement du glacier vers l'ouest.

Le Till de Mercy

Distribution. Un till sablonneux, mince et discontinu recouvre la région sise de part et d'autre de la baie Mercy (carte 1565A, unité 8; Vincent, 1980b, unité 3d; fig. 19). Ce corps sédimentaire est limité à l'est par des escarpements dans les formations dévoniennes, et au sud et à l'ouest

Figure 29

Vue aérienne de la région au sud du détroit de M'Clure et à l'ouest de la rivière Ballast. La limite d'avancée du Lobe de Prince Alfred au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen est bien marquée. Au nord de la limite, les surfaces sont recouvertes de Till de Bar Harbour, au sud par le sable et le gravier de la Formation de Beaufort. Le chenal ayant servi à évacuer les eaux du Lac glaciaire Ballast et les divers chenaux proglaciaires sont à noter. Photographie aérienne T478R-87, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.

Aerial view of the area south of M'Clure Strait and west of Ballast Brook. The glacial limit of the Prince Alfred Lobe during the M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation, is well defined. North of this limit, surfaces are covered by Bar Harbour Till and to the south by Beaufort Formation sands and gravels. Note the channel that was used as an outlet for Glacial Lake Ballast waters and the various meltwater channels. Air photograph T478R-87, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

Figure 30

Crêtes morainiques, constituées de Till de Carpenter, mises en place au cours de l'avancée de Sand Hills au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen. Le grand nombre de blocs erratiques à la surface de la crête au centre de la photographie est à noter (cliché nº 167652 de la C.G.C.).

Morainic ridges made up of Carpenter Till and built during the Sand Hills Readvance during the M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation. Note the great number of erratics on the ridge surface at the centre of the photo (GSC photo 167652).

respectivement par des étendues de tills de Baker et de Bernard (fig. 19). Comme dans le cas de la nappe de Till de Baker, la nappe de till à l'étude est interrompue à l'est par des escarpements situés sur la bordure ouest du plateau dévonien. La limite sud est établie de façon arbitraire à partir d'un changement dans la texture des tills observé sur les photographies aériennes. La limite ouest est bien marquée par la présence de sédiments de contact glaciaire formant une moraine terminale (carte 1565A; Vincent, 1980b). La nappe de till repose, selon les endroits (fig. 12), sur les formations de Weatherall, d'Isachsen, de Christopher et de Kanguk. Le nom attribué au till découle du fait que la nappe est centrée sur la baie Mercy.

Description du sédiment. Aucun échantillon de Till de Mercy n'a été prélevé pour l'analyse en laboratoire. Les observations sur le terrain révèlent cependant qu'il s'agit d'un till sablonneux, semblable au Till de Bar Harbour. Il diffère du till de Baker, présent plus au sud, par sa composition moins graveleuse. Les éléments grossiers sont surtout des grès provenant sans aucun doute des affleurements dévoniens, plus à l'est.

Morphologie. Le Till de Mercy est présent sous forme de placage reposant sur les formations géologiques souvent fort disséquées. On note cependant, en quelques endroits, des épaisseurs de 2 à 3 m. Dans le secteur sud-est de la nappe, les affleurements dévoniens ont été distinctement modelés et recapés par la glace. Sauf du côté distal de la moraine terminale marquant la limite ouest de la nappe, les chenaux d'eaux de fonte ne sont pas apparents.

Direction de l'écoulement. Le Till de Mercy a été mis en place, comme l'indique de façon évidente son étendue (fig. 19), par un lobe de glace émanant d'un glacier situé dans le détroit de M'Clure. À l'extrémité sud-est de la nappe et à proximité de la rivière Mercy, des stries indiquant un écoulement vers le sud-sud-est (155°) ont été mesurées (carte 1565A; Vincent, 1980b) sur un affleurement du niveau de Mercy Bay de la Formation de Weatherall. Cette mesure confirme la direction d'écoulement vers le sud du lobe de glace responsable de la mise en place du Till de Mercy.

Le Till de Carpenter

Distribution. Au sud-est de Sachs Harbour, un système morainique constitué d'un till sablonneux et rocheux s'étend sur une distance de 25 km entre la baie Thesiger et la rivière Sachs qui s'écoule sur un immense paléodelta marin (carte 1565A, unité 15; Vincent, 1980b, unité 3e; fig. 19). La nappe de till formant le complexe morainique repose là où des coupes ont pu être examinées, soit directement sur un till plus ancien, soit sur des sables et graviers dont l'origine n'a pu être déterminée de façon certaine. Il s'agit possiblement de sédiments de contact glaciaire et (ou) de sédiments marins semblables à ceux mis en place dans la mer Big sur la côte est (voir section sur les dépôts marins). L'étendue de till a été nommée Carpenter, du nom d'un lac situé à proximité de la nappe. Suite aux travaux de Fyles, elle est indiquée comme étant une moraine bosselée sur la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968).

Description des sédiments. La matrice sablonneuse et caillouteuse du Till de Carpenter, ainsi que la forte teneur en graviers et blocs de diabase sont les éléments qui caractérisent ce till. L'appendice B donne les divers résultats de l'analyse d'un seul échantillon. Les observations faites sur le terrain ont révélé la présence de roches granitiques dans le till. Pour autant qu'une seule analyse soit significative, les teneurs en oligo-éléments sont semblables à celles du Till de Sachs (app. C).

Morphologie. L'étendue de Till de Carpenter dans le secteur nord est en réalité, comme l'illustre la figure 30, un complexe morainique ayant une allure fort "jeune". Des crêtes de till et (ou) des sédiments de contact glaciaire sont alignées parallèlement à la côte et séparées ou entrecoupées par des kettles. Dans le secteur sud, les dénivellations du relief sont moins grandes et la nappe forme une moraine bosselée bordée, à sa limite est, par une série de moraines terminales (carte 1565A; Vincent, 1980b).

Direction de l'écoulement. La localisation de ce corps sédimentaire indique que le glacier responsable de sa mise en place était situé dans la baie Thesiger. La présence d'une grande quantité de blocs de diabase, provenant de la Formation de Glenelg, indique une direction d'avancée du sud vers le nord.

Conclusion

Suite à cette description des 11 différentes nappes de till, il appert que certaines d'entre elles, bien que séparées géographiquement, sont fort semblables. Les affinités entre les tills de Bernard, de Plateau et de Durham Heights, entre les tills de Kellett, de Baker et de Kange, entre les tills de Jesse, de Sachs et de Carpenter et finalement entre les tills de Bar Harbour et de Mercy ont été démontrées. Il y a lieu de croire que chaque groupe de till, mentionné ci-dessus, a été mis en place au cours des mêmes événements glaciaires dont il sera question dans le cadre du chapitre concernant la reconstitution des événements.

Les sédiments de contact glaciaire

Description du sédiment

Les dépôts de contact glaciaire (carte 1565A, unités 3, 5, 9, 13 et 17; Vincent, 1980b, unité 4) comprennent des sédiments habituellement stratifiés qui ont été mis en place sous ou bien à la marge d'un glacier en voie de fonte. Les sédiments de contact glaciaire, sur l'île Banks, prennent la forme d'eskers, de kames, de collines coniques ainsi que de moraines terminales, frontales, de chevauchement et, de moraines de De Geer ou de collines "Kalixpinnmo" (Beskow, 1935).

Les observations, recueillies à l'aide de très rares coupes et de trous creusés à la surface des sédiments de contact glaciaire, indiquent que les variations texturales sont grandes à l'intérieur d'un même dépôt, et d'un dépôt à un autre. Les résultats de cinq analyses granulométriques sont présentés à l'appendice B. Généralement, les sédiments se composent de sable et de gravier stratifiés. À l'extrême, certains dépôts sont constitués uniquement de sable, tandis que d'autres peuvent présenter un aspect très grossier. Des blocs de plus de 1 m ont quelquefois été observés. En plusieurs endroits, particulièrement dans le cas des moraines, les sédiments stratifiés contiennent du till.

La présence des formes glaciaires mentionnées plus haut est le meilleur critère pour identifier les sédiments de contact glaciaire. Dans certains cas, ces derniers peuvent être confondus avec d'autres sédiments. Des dépôts deltaïques marins, le long de la côte est, ressemblent à divers types de dépôts de kames. Les coupes étant rares dans ces formes de terrain, les seuls critères qui permettent une différenciation sont la situation topographique ou la présence de fossiles marins dans les deltas. Dans certaines régions disséquées, où la Formation de Beaufort est présente, non pas sous forme de nappe continue comme c'est habituellement le cas, mais sous forme de lambeaux de recouvrement, il est possible de confondre des sédiments de Beaufort avec ceux de contact glaciaire. Le contexte stratigraphique et topographique, la morphologie et surtout la composition

lithologique permettent habituellement de faire la distinction. Les dépôts de contact glaciaire contiennent plus de dolomie et de diabase que les sédiments de la Formation de Beaufort.

Morphologie

Les dépôts de contact glaciaire sont toujours présents sous l'une ou l'autre des formes glaciaires décrites ci-dessous.

Quelques dépôts seulement ont été cartographiés comme étant des eskers. Le plus long s'étale sur une distance de 3 km et le plus élevé a une quinzaine de mètres de hauteur (carte 1565A; Vincent, 1980b). Des kettles, des chenaux d'eaux de fonte et des deltas d'eskers sont communément associés à cette forme.

Les kames, beaucoup plus communs que les eskers, se présentent sous deux formes: des moraines de kames de dimensions considérables pouvant atteindre plusieurs kilomètres de longueur et de largeur et des collines coniques, qui ne doivent pas être confondues avec des pingos, pouvant atteindre une vingtaine de mètres de hauteur (Vincent, 1980b). La surface des moraines de kames est souvent parsemée de kettles et de crêtes morainiques linéaires.

Les diverses moraines se présentent comme de longues crêtes linéaires pouvant atteindre une cinquantaine de mètres de hauteur et pouvant être suivies sur plusieurs dizaines de kilomètres. Le sommet de ces moraines est symétrique ou nettement asymétrique, la pente du côté proximal par rapport au glacier étant plus raide que la pente distale.

Distribution

Introduction. Les dépôts de contact glaciaire se rencontrent ici et là sur l'île Banks et sont intimement reliés aux diverses nappes de tills décrites précédemment. On les trouve partout, sauf sur les nappes de tills de Plateau et de Kange où aucun dépôt de contact glaciaire n'a été identifié.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Bernard. Peu de dépôts de contact glaciaire ont été identifiés sur les photographies aériennes. Quelques moraines frontales existent dans la région au nord du cours inférieur de la rivière Kellett (carte 1565A; Vincent, 1980b) et au sud du cours supérieur de la rivière "Ivitaruk" (carte 1565A; Vincent, 1980b). Des dépôts de contact glaciaire non différenciés ont été identifiés dans la région à l'est du cours supérieur de la rivière Egina ainsi qu'une moraine de kame sur un versant découpé dans la Formation d'Eureka Sound, au nord du cours moyen de la rivière Muskox (carte 1565A; Vincent, 1980b). Une crête linéaire au nord de la rivière Bernard, à peu près à mi-chemin entre l'embouchure de la rivière Egina et la côte, a été interprétée comme étant une moraine de chevauchement (carte 1565A; Vincent, 1980b).

Il est probable qu'il existe beaucoup plus de sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Bernard, mais ceux-ci n'ont pas été reconnus, probablement parce qu'ils ne sont pas apparents sur les photos aériennes. En effet, les processus périglaciaires ont efficacement atténué les différentes formes au point de les rendre difficilement discernables des autres dépôts glaciaires. L'absence apparente de dépôts de contact glaciaire associés au Till de Plateau est sans doute due au même phénomène. Ces sédiments donnent donc peu de renseignements sur le glacier responsable de la mise en place du Till de Bernard.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Durham Heights. Une moraine frontale d'une dizaine de kilomètres de longueur a été cartographiée (carte 1565A; Vincent, 1980b) à la surface de la nappe de Till de Durham Heights. Cette moraine indique possiblement une pause d'un glacier qui se retirait vers l'est.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Kellett. Une petite moraine terminale, au sud de la rivière Atitok (carte 1565A; Vincent, 1980b) marque la limite d'avancée du glacier responsable de la mise en place du Till de Kellett. À l'extrémité nord-est de la nappe et dans la région du cours supérieur de la rivière Kellett, de petites moraines frontales indiquent la position de la marge glaciaire au cours de son retrait. À l'ouest de la rivière Big, à proximité de la limite de la nappe de Till de Kellett, un esker orienté approximativement nord-sud a été cartographié (carte 1565A; Vincent, 1980b).

À l'extrémité nord-ouest de la nappe de Till de Kellett, dans la région du cours moyen de la rivière Kellett, une série de crêtes élevées, en forme d'arcs et constituées en bonne partie de sédiments provenant de la Formation de Christopher, ont été interprétées comme étant des moraines de chevauchement. Ce type de moraine se rencontre souvent dans l'Ouest canadien (voir, entre autres, Kupsch, 1962 et Christiansen and Whitaker, 1976). Il est intéressant de noter que dans l'Ouest canadien et sur l'île Banks, les dépôts édifiés en moraines de chevauchement proviennent du même type de roche en place, soit des sédiments crétacés, peu ou non lithifiés.

Malgré le petit nombre des diverses formes constituées de sédiments de contact glaciaire, leur position indique un retrait vers le sud ou le sud-est du glacier responsable de leur mise en place.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Baker. La présence d'un spectaculaire réseau de moraines terminales marque en plusieurs endroits la limite d'extension de la nappe de Till de Baker. Une moraine terminale longe sur une distance d'une cinquantaine de kilomètres l'extrémité nord de la nappe de Till de Baker, au sud du plateau dévonien (carte 1565A; Vincent, 1980b). De même, à l'est de la baie Castel, une moraine terminale marque la limite d'un petit lobe de glace qui s'écoulait vers le nord. À l'ouest de la rivière Thomsen, la limite de la nappe de Till de Baker, entre les rivières "Ivitaruk" et Muskox, est marquée ici et là par une moraine terminale (fig. 25). Vers l'est, dans cette même région, plusieurs moraines frontales, généralement mieux développées que la moraine terminale, indiquent une pause dans le retrait de la glace qui s'effectuait vers l'est et le sud-est.

Dans la région au sud de la rivière "Ivitaruk" et à l'est de la rivière Thomsen, un système de moraines frontales, également fort bien développé, s'étend sur une distance de 30 km (carte 1565A; Vincent, 1980b). Ce système frontal se raccorde fort probablement à celui situé entre les rivières "Ivitaruk" et Muskox, et décrit plus haut. L'ensemble de ce système marque une pause importante au cours du retrait du glacier responsable de la mise en place du Till de Baker.

Un tronçon du système frontal du sud de la rivière "Ivitaruk" est en réalité une moraine de chevauchement. Les plans de cisaillement apparaissent clairement sur les photographies aériennes et les observations sur le terrain montrent que la moraine est probablement constituée de dalles alternantes de roche en place de la Formation de Kanguk et de sédiments glaciaires. La moraine de chevauchement se situe à un endroit où le glacier avait presque atteint sa limite d'extension et à un endroit où il a dû remonter une pente après s'être écoulé dans la dépression de la vallée de la rivière Thomsen. Selon Moran (1971), ce genre de situation est favorable à un écoulement compressif du glacier et à la formation de moraines de chevauchement.

Un esker au sud-ouest de la baie Mercy indique, dans cette région, un retrait du glacier vers le sud alors que de petites moraines frontales et un kame, dans la région au sud du cours inférieur de la rivière "Sarfarssuk", indiquent un retrait vers l'est.

Dans la région du cours supérieur de la rivière Thomsen, où celle-ci s'écoule directement vers l'est, une série de crêtes allongées, orientées généralement nord-sud et recouvrant une région d'environ 150 km², a été interprétée comme étant constituée de sédiments de contact glaciaire mis en place à la marge d'un lobe de glace qui reposait dans une masse d'eau peu profonde. Par définition et sur la base de leur morphologie, ces édifications devraient être classifiées comme étant des moraines de De Geer. L'examen des dépôts à la surface de ces crêtes et dans deux coupes a révélé qu'ils se composaient, contrairement aux moraines de De Geer, non pas de till, mais de sable et de gravier stratifiés. Si l'interprétation du milieu de sédimentation est juste, ces crêtes représentent peut-être une forme de transition entre de véritables moraines de De Geer et des dépôts fluvio-glaciaires semblables à ceux décrits par Beskow (1935) et Hoppe (1959) en Suède et nommés "Kalixpinnmo".

Les divers dépôts de contact glaciaire, associés au Till de Baker, sont parmi les mieux développés de l'île Banks. Ils indiquent la présence d'un lobe de glace bien individualisé dans la vallée de la rivière Thomsen, lobe qui s'est, suite à l'avancée maximale, retiré vers le sud et le sud-est.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Jesse. Les nombreuses étendues de sédiments de contact glaciaire, associées à la nappe de Till de Jesse, se présentent principalement sous la forme de moraines frontales et de kames. Ces formes sont présentes un peu partout, bien que plus nombreuses dans le secteur méridional et dans la région en pente à proximité de la côte (carte 1565A, unité 17; Vincent, 1980b).

Seules quelques crêtes linéaires, identifiées comme étant des moraines terminales, marquent, à son extrémité sud, la limite de la nappe de Till de Jesse. Les autres formes de contact glaciaire se rencontrent entre la limite de la nappe et la côte, souvent dans les régions à pente relativement raide. Il s'agit le plus souvent de moraines de kames mises en place à la marge du lobe de glace qui se retirait vers le détroit du Prince-de-Galles ou le golfe Amundsen. Également présentes sont des moraines frontales bien individualisées qui peuvent être suivies sur des distances de plusieurs kilomètres. Le système frontal qui longe la côte dans la région nord de la nappe de Till de Jesse offre un bel exemple de ces moraines et la figure 31 en montre également une. Les moraines frontales, comme les kames et quelques eskers, indiquent une déglaciation progressive et marquée par de nombreuses pauses vers les bras de mer à l'est et au sud-est.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Sachs. Les formes de contact glaciaire associées à la nappe de Till de Sachs sont semblables à celles associées au Till de Jesse. Des moraines terminales (carte 1565A; Vincent, 1980b; fig. 27) sont situées en plusieurs endroits à la limite est de la nappe de Till de Sachs. Des moraines frontales et des moraines de kames sises sur les versants raides faisant face à la baie Thesiger marquent la position du front glaciaire qui se retirait vers la mer.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Bar Harbour. Des moraines terminales marquent en plusieurs endroits la limite sud de l'extension du Till de Bar Harbour (carte 1565A; Vincent, 1980b). Des moraines frontales orientées est-ouest, surtout à l'ouest de la rivière Wallast, marquent le retrait graduel de la glace vers le détroit de M'Clure. Comme dans le cas des dépôts de contact glaciaire associés au Till de Jesse et de Sachs, les dépôts de contact glaciaire associés au Till de Bar Harbour donnent un bon aperçu des modalités de déglaciation s'effectuant par un recul de la glace vers les régions basses centrées sur des bras de mer.

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Mercy. Les formes de contact glaciaire sont rares. Quelques segments d'une moraine terminale marquent la limite ouest de la nappe de Till de Mercy et une série de moraines frontales, sises à l'ouest de la baie Mercy, indique un retrait d'un lobe de glace dans la baie (carte 1565A; Vincent, 1980b).

Les sédiments de contact glaciaire associés à la nappe de Till de Carpenter. L'ensemble de la partie nord de la nappe de Till de Carpenter est en somme un immense complexe morainique qui marque la limite d'avancée d'un glacier situé dans la baie Thesiger (carte 1565A; Vincent, 1980b; fig. 30). Dans le secteur sud, une moraine terminale marque la limite est de la nappe de till.

Les collines coniques

Un grand nombre de collines coniques (fig. 32), pouvant atteindre une vingtaine de mètres de hauteur et constituées de sable et de gravier stratifiés, ont été cartographiées dans la moitié est de l'île (Vincent, 1980b). On trouve ces collines aux endroits suivants: à la surface des tills de Jesse et de Bernard, loin des limites d'extension des tills sur lesquels elles reposent; sur le Till de Jesse à proximité de la limite d'extension de la nappe; sur les nappes de Till de Baker et de Bernard, à proximité de la limite d'extension du Till de Jesse; sur la nappe de Till de Bernard, à proximité de la limite d'extension du Till de Kellett; et finalement sur des plaines d'épandage fluvio-glaciaires à proximité de la limite d'extension des tills de Kellett et de Jesse. Il est à noter que les collines sont plus nombreuses dans ces deux derniers endroits (Vincent, 1980b, région du cours supérieur des rivières Big et Siogak).

La presque totalité des collines coniques se situent à proximité de la limite de l'une ou de l'autre des nappes de till. Il est donc probable que leur mode de formation soit étroitement relié au mode d'ablation de la glace dans la zone marginale d'un glacier. Entre autres, Swithinbank (1950), Campbell et Claridge (1975) et Aartolahti (1975) ont respectivement décrit, en Islande, en Antarctique et en Finlande, diverses formes d'accumulations qui s'apparentent probablement aux collines coniques de l'île Banks. Le lecteur est renvoyé à ces auteurs pour une discussion plus détaillée.

Sur l'île Banks, l'ensemble des formes cartographiées sont interprétées comme étant des kames. Les collines associées aux plaines d'épandage ont sans doute été mises en place initialement par un glacier qui recouvrait les régions basses à la tête des vallées des rivières Big et Siogak. Suite au retrait du glacier, des sédiments fluvio-glaciaires ont colmaté les régions basses sans toutefois recouvrir complètement les kames.

Étant donné que plusieurs des régions, où l'on trouve ces formes, ont été à un certain moment submergées par des lacs glaciaires ou des transgressions marines, il est possible, bien que peu probable, que certaines des collines coniques soient des pingos. Les collines de sable et de gravier illustrées à la figure 32 ne peuvent être des pingos, en raison du fait qu'elles reposent directement sur des formations dévoniennes.

Les sédiments fluvio-glaciaires

Le fluvio-glaciaire (carte 1565A, unité 1; Vincent, 1980b, unité 5) comprend du sable et du gravier stratifiés, mis en place par les cours d'eaux de fonte glaciaires ainsi que du sable et du gravier plus anciens, d'origine fluviale, qui ont été remaniés à l'intérieur des vallées et mis en place à nouveau par des eaux de fonte glaciaires. On trouve les sédiments fluvio-glaciaires associés à de vastes plaines d'épandage sises à proximité de la limite d'avancée de divers glaciers ainsi que dans des chenaux de quelques décamètres à plusieurs kilomètres de largeur.

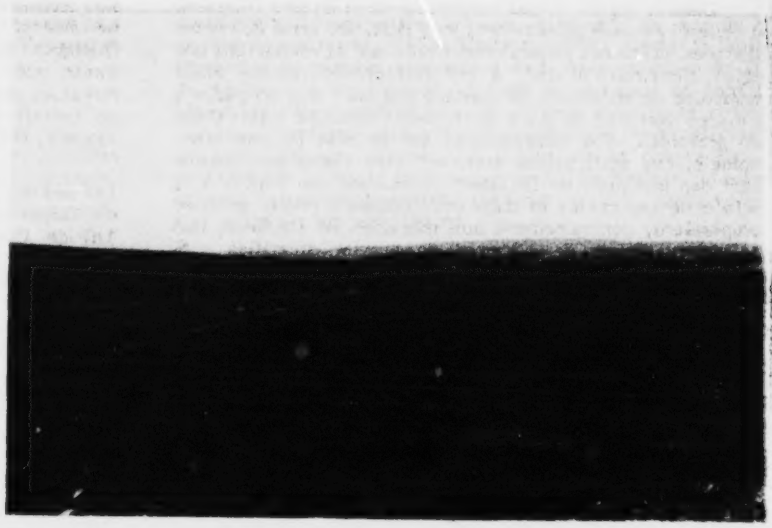


Figure 31

Vue vers le sud, le long de l'axe, d'une moraine frontale associée à la nappe de Till de Jesse dans la région au sud-ouest de la baie Jesse (cliché nº 176265 de la C.G.C.).

View to the south, along its axis, of an end moraine associated with a Jesse Till surface in the area to the southwest of Jesse Bay (GSC photo 176265).

Figure 32

Collines coniques, de 18 m de hauteur, constituées de sable et de gravier stratifiés dans la région au nord de la pointe Johnson immédiatement à la limite d'extension du Till de Jesse (cliché nº 167830 de la C.G.C.).

Conical gravel hills, 18 m high, made up of stratified sands and gravels, in the area north of Johnson Point at the limit of extent of Jesse Till (GSC photo 167830).

Figure 33

Chenal d'écoulement d'eau de fonte, dans la région au sud-ouest de la baie Jesse, à proximité de la limite d'extension du Till de Jesse. Le fond plat de la vallée, colmaté d'un revêtement de gravier, d'origine fluvio-glaciaire est à noter (cliché nº 167858 de la C.G.C.).

Meltwater channel in the area southwest of Jesse Bay, near the limit of extent of Jesse Till. Note the flat valley bottom covered by a pavement of glaciofluvial gravels (GSC photo 167858).

Description des sédiments

Les sédiments fluvio-glaciaires se composent de sable avec une quantité variable de gravier et de particules plus fines. Les résultats de 11 analyses granulométriques sont présentés à l'appendice B.

La composition lithologique s'apparente généralement à celle de la nappe de till à laquelle les sédiments fluvio-glaciaires sont associés. Dans le cas des sédiments plus anciens, qui ont été remaniés par des eaux de fonte, la lithologie est semblable à celle du matériel originel. Par exemple, les sédiments fluvio-glaciaires présents sous forme de terrasses étagées dans la région ouest de l'île (carte 1565A; Vincent, 1980b) sont constitués en grande partie de sédiments de la Formation de Beaufort qui ont été remaniés par les eaux de fonte glaciaires. La lithologie de ces sédiments ressemble fortement à celle des sédiments de Beaufort in situ. On y trouve même des quantités considérables de bois miocène.

Morphologie

Les plaines d'épandage, étalées au delà de la limite maximale d'extension d'un glacier ou à l'avant d'un glacier au cours de son retrait, sont planes ou légèrement inclinées et souvent constituées d'une série de cônes reliés les uns aux autres. La surface des plaines d'épandage porte souvent la trace d'une multitude de petits chenaux anastomosés. Dans quelques régions, les sédiments ont été remaniés par le vent.

Les chenaux d'eaux de fonte sont de dimensions fort différentes, mais partout ils sont incisés (de quelques mètres à plusieurs décamètres de profondeur) dans les formations sous-jacentes, et le fond des vallées est plat. La figure 33 montre un petit chenal d'eau de fonte avec un fond plat caractéristique, colmaté d'éléments grossiers. Les chenaux qui ont servi à évacuer une part importante des eaux de fonte au cours d'un cycle glaciaire ou ceux qui ont servi à évacuer les eaux produites au cours de différents cycles, possèdent des terrasses étagées et le plus souvent jumelées. Les surfaces des terrasses sont fréquemment recouvertes de polygones à centre déprimé, comblés d'eau. Par divers phénomènes liés au thermokarst, les petites étendues d'eau se relient les unes aux autres en de nombreux endroits pour former des mares de toundra, puis des lacs de thermokarst.

Distribution

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Bernard. L'examen de la carte des formations superficielles (carte 1565A; Vincent, 1980b) montre jusqu'à quel point, par leur très grand nombre et leur dimension, les cours d'eaux de fonte glaciaires ont joué un rôle important dans le façonnement de la région recouverte de Till de Bernard (fig. 7). Partout on trouve des chenaux qui entaillent, souvent profondément, la région plane ou faiblement inclinée (fig. 4). Sauf pour une partie de l'actuelle rivière Bernard, il est probable que l'ensemble des vallées qui servent à écouler les eaux de surface ont été initialement creusées par des eaux de fonte, au cours du retrait du glacier responsable de la mise en place du Till de Bernard. La grande dissection des formations crétacées et tertiaires, particulièrement dans le secteur nord, est nettement liée à l'action des eaux de fonte. La disposition et l'orientation des chenaux indiquent clairement que le glacier s'est retiré progressivement du nord-ouest de l'île vers le sud-est.

Le contraste entre les vallées d'origine glaciaire et non glaciaire est frappant dans le secteur nord-ouest de l'île aux environs de la limite d'extension du Till de Bernard. D'une part, dans les régions distinctement modifiées par les eaux de fonte, ou bien sur la nappe de Till de Bernard même, ou sur les étendues de sédiments de Beaufort adjacentes, le fond des vallées est plat et parsemé de mares de toundra. D'autre part, sur la surface de sédiments de Beaufort, non modifiée par les eaux de fonte, les vallées ont un profil en "V" évasé ou assymétrique et les pentes évoluent par nivation et divers mouvements de masse lents.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Plateau. Les vestiges de l'écoulement des eaux de fonte sur le Till de Plateau sont limités. Dans le secteur sud de la nappe (Vincent, 1980b), il y a de nombreux petits chenaux d'origine distinctement fluvio-glaciaire au tracé sinueux et localisés sur le flanc de vallées ou sur les interfluves. Ces chenaux indiquent une direction de retrait de la glace vers le sud ou le sud-est. Il est probable qu'une bonne partie des eaux se soit écoulée par les nombreuses vallées préglaciaires qui entaillent le plateau dévonien.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Durham Heights. Quelques petits chenaux d'eaux de fonte, à la surface de la nappe de Till de Durham Heights et du côté ouest de la moraine frontale décrite plus haut (Vincent, 1980b), indiquent que le glacier responsable de la mise en place de la nappe de till s'est retiré vers l'est.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Kellett. Les interfluves portent partout la trace de l'écoulement des eaux de fonte (Vincent, 1980b). La dissection des formations crétacées dans le secteur sud, et tertiaires dans le secteur nord, est directement imputable à l'action des eaux de fonte. Le creusement de la vallée du cours supérieur de la rivière Kellett, ainsi que la vallée de la rivière Sachs, à l'est du lac Raddi, semble être totalement lié à l'action des eaux de fonte. Bien que les eaux de fonte des glaciers responsables de la mise en place des tills de Bernard et de Jesse aient également agi sur la région des cours supérieurs des rivières Big, Bernard et Siogak, cette dernière a été en bonne partie entaillée par les eaux de fonte liées au glacier qui a mis en place le Till de Kellett. D'ailleurs, des plaines d'épandage, à même ces vallées, ont été mises en place au cours du retrait de ce glacier et sont distinctes de celles mises en place au cours du retrait d'autres glaciers (fig. 24 et 64). L'ensemble des phénomènes liés à l'action des eaux de fonte indique que le glacier qui a mis en place le Till de Kellett s'est retiré généralement vers le sud-est.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Baker. L'action des eaux de fonte domine ici encore. Une partie de la vallée de la rivière Thomsen, ainsi que plusieurs de ses vallées affluentes, ont été creusées par les eaux de fonte (Vincent, 1980b). Les plus petits chenaux sur les interfluves ainsi que la présence de plaines d'épandage proglaciaires (par exemple, celle du cours supérieur de la rivière "Ivitaruk" immédiatement à l'ouest de la limite de la nappe de Till de Baker) ou de chenaux d'eaux de fonte proglaciaires (par exemple, celui à l'ouest du lac Gillis et d'une moraine terminale – fig. 25) indiquent que la glace responsable de l'édification de ces diverses formes fluvio-glaciaires s'est généralement retirée vers l'est et le sud-est.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Kange. Il s'agit de sédiments mis en place dans la vallée du cours moyen de la rivière Parker, et en un grand nombre de petits chenaux de fonte, à la surface des interfluves (Vincent, 1980b). Ces chenaux indiquent clairement un retrait du glacier vers le sud-est.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Jesse. Les plaines d'épandage (carte 1565A; Vincent, 1980b; fig. 10, 24, 64) et les chenaux proglaciaires (fig. 9), qui se trouvent

ici et là à la limite de la nappe de Till de Jesse, comptent parmi les plus spectaculaires de l'île Banks et marquent fort bien le lieu d'avancée maximale du glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse. Également présents sont des chenaux d'eaux de fonte qui marquent le retrait du glacier vers les bras de mer à l'est ou au sud. Ces chenaux se révèlent moins nombreux et généralement moins profonds que ceux des surfaces d'autres tills comme le Till de Bernard ou le Till de Kellett.

Dans le secteur nord de la nappe, certains chenaux, qui à première vue semblent avoir été édifiés au cours du retrait du glacier qui a mis en place le Till de Jesse, s'avèrent plus anciens. Les terrasses supérieures sont recouvertes de Till de Jesse et de sédiments marins plus vieux que ce till. Il est donc évident que ces chenaux ont été édifiés au cours d'un cycle glaciaire plus ancien. Les eaux de fonte du glacier associées au Till de Jesse ont certes utilisé les chenaux, mais leur effet n'est visible que sur le fond de ceux-ci.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Sachs. Le fluvio-glaciaire, dans ce cas, est peu développé. Quelques chenaux proglaciaires, dans le secteur au nord de la rivière Masik (fig. 27), marquent la limite d'avancée du glacier qui a mis en place le Till de Sachs (Vincent, 1980b). Ailleurs, l'action des eaux de fonte est peu évidente.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Bar Harbour. Le spectaculaire réseau de chenaux proglaciaires associé à la nappe de Till de Bar Harbour (Vincent, 1980b; fig. 29) marque bien la limite d'extension du glacier responsable de la mise en place du till en question. Quelques rares petits chenaux d'eaux de fonte marquent également le retrait du glacier vers le bras de mer au nord.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Mercy. Sauf pour quelques chenaux d'eaux de fonte associés aux moraines frontales et terminales, à l'ouest de la baie Mercy (Vincent, 1980b), les formes et sédiments fluvio-glaciaires ne sont pas évidents.

Le fluvio-glaciaire associé à la nappe de Till de Carpenter. Quelques petits chenaux d'eaux de fonte se trouvent sur le côté proximal des moraines terminales du secteur sud de la nappe de Till de Carpenter. Aucune trace d'écoulement n'est évidente à l'ouest du complexe morainique, sans doute parce que les eaux de fonte ont créé un delta marin dans une mer peu profonde dans laquelle reposait le front glaciaire.

Les lacs glaciaires et les sédiments glacio-lacustres

Introduction

Douze lacs glaciaires différents ont été reconnus, la plupart pour la première fois, et nommés sur l'île Banks. Les lacs ont existé aux endroits où les eaux de fonte d'un glacier étaient piégées entre le front glaciaire et des régions élevées. Dans certains cas, les lacs ont d'abord submergé des régions non glaciées, sises à proximité d'un glacier, puis se sont étendus sur des régions nouvellement déglaciées à mesure que le front glaciaire se retirait. Dans d'autres cas, les lacs sont nés uniquement dans des régions nouvellement libérées des glaces.

La reconnaissance de l'existence et de l'étendue d'un lac est avant tout basée sur des critères morphologiques, notamment la présence d'étendues délavées ou remaniées par une nappe d'eau, et par la présence de chenaux ayant servi d'exutoire. La limite de délavage séparant les zones inondées des zones non inondées est relativement facile à discerner sur les photographies aériennes et est indiquée, pour le différents lacs, sur la carte 1565A (voir aussi Vincent, 1980b). La présence de deltas glacio-lacustres et de sédiments varvé a également contribué à établir de façon non équivoqu l'existence de l'un ou de l'autre des lacs glaciaires.

Les lacs glaciaires associés à la nappe du Till de Bernard

Le Lac Egina. Alors que le glacier responsable de la mise e place du Till de Bernard se retirait de la région de la rivièr "Egina", dans le nord-ouest de l'île Banks, un lac glaciaire a été retenu entre le front glaciaire, qui se retirait vers le sud est, et des régions élevées plus au nord. L'étendue recou verte par ce lac, appelé Egina (Vincent, 1978c), du nom de rivière dont il a inondé la plus grande partie du bassin, es indiquée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite d submersion "E"), ainsi que la localisation de 13 exutoires qu ont servi à évacuer les eaux.

L'existence du Lac Egina, dans cette région fo disséquée de l'île Banks, a été principalement reconnue grâc à la présence de zones distinctement remaniées par les eaux Dans le centre nord du bassin du Lac Egina, la limite d délavage est particulièrement bien marquée par de petit îlots de Till de Bernard reposant sur du sable et du gravier d la Formation de Beaufort. Sous la limite lacustre, le Till d Bernard, peu épais, a été intensément remanié. Au-dessus d la limite, le till affleure en couche continue. Une séquenc d'une dizaine de mètres d'épaisseur de sédiments varvés a également été notée dans la vallée d'un petit affluent nord d cours supérieur de la rivière Muskox (73°40'N et 121°14'W Il est probable qu'il existe également, en divers endroits, de sédiments deltaïques mis en place par les cours d'eau qui s déversaient dans le lac. Ces sédiments se distinguen cependant difficilement des sédiments de Beaufort.

Le lac a trouvé des déversoirs situés à des altitudes d plus en plus basses à mesure que le glacier se retirait vers l sud. Les régions submergées sont donc de plus en plus basse en allant vers le sud, passant d'environ 200 m au nord environ 100 m au sud. Lors de la déglaciation des régio élevées au nord-ouest de l'embouchure de la rivière "Egina" le lac s'est drainé complètement vers la mer de Beaufort, vi la rivière Bernard. La Mer Big, décrite plus loin, a ulté rieurement recouvert le secteur sud de la région, d'abor inondé par le Lac Egina, au-dessous d'approximativemen 100 m d'altitude. L'histoire de ce lac, comme celle de autres lacs glaciaires, sera également discutée plus en déta dans le cadre de la reconstitution des événements.

Le Lac Storkerson. Un petit lac glaciaire a été retenu entr le front glaciaire, qui se retirait vers le sud-est, et le flan sud des collines élevées situées au sud-ouest du coude de l rivière Bernard. Ce lac, nommé Storkerson (Vincent, 1978c du nom de la rivière vers laquelle les eaux se déversaient, es localisé sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite d submersion "F"). La présence d'un exutoire (73°00'N e 122°45'W) bien marqué vers 135 m d'altitude, et la présenc de zones remaniées par une nappe d'eau ont permis d reconnaître l'existence du Lac Storkerson. Aucun sédimen définitivement glacio-lacustre n'a cependant été identifié Ce lac, qui n'a probablement existé que très brièvement, s'es vidangé dans la rivière Bernard, une fois que le flanc sud-es des collines qui ont servi à retenir le lac a été déglacé. L Mer Big, décrite plus loin, a ultérieurement inondé les partie basses du bassin du Lac Storkerson au-dessous d'environ 90 m d'altitude. La zone entre 90 m et 135 m a nécessairemen été submergée par un lac glaciaire. L'altitude de la zon inondée, qui atteint un niveau beaucoup plus élevé dans cett région que celui atteint par la Mer Big, et la présence d'u déversoir bien défini appuient cette assertion.

Le lac glaciaire associé à la nappe de Till de Kange

Le Lac Parker. De grandes étendues du secteur sud et est du plateau dévonien du nord-est de l'île Banks ont été recouvertes par un immense lac glaciaire nommé Parker (Vincent, 1978c), du nom de la rivière dont il a inondé une grande partie du bassin. Le lac a été retenu, à l'intérieur d'une région non glaciée entre, à l'est, le front de la calotte glaciaire responsable de la mise en place du Till de Kange, et, à l'ouest, les régions élevées du plateau dévonien.

L'étendue recouverte par ce lac est indiquée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "G"). Dans le secteur à l'ouest de la zone recouverte de Till de Kange, les minces placages de Till de Plateau, qui recouvraient les formations dévoniennes, ont été remaniés par les eaux du Lac Parker. L'ampleur de ce remaniement, par endroits intense, a permis de faire apparaître en surface le litage des formations dévoniennes habituellement dissimulé sous le till, les colluvions ou les débris gélifractés. Ce remaniement permet de situer facilement, à l'aide des photographies aériennes, la limite maximale atteinte par les eaux du lac qui se situe généralement, pour la région à l'extérieur de la zone recouverte de Till de Kange, vers 245 m. L'existence du lac est également établie par la présence, dans le fond de presque toutes les vallées profondes qui entaillent le plateau dévonien, d'épaisses séquences de rythmites silteuses (carte 1565A, unité 6; Vincent, 1980b, unité 6a; app. B, pour la granulométrie). Ces rythmites silteuses, dont Fyles (1962, p. 8) a en premier lieu noté la présence, ont été préservées dans le fond des vallées, aux endroits où l'érosion fluviale subséquente ne les a pas enlevées.

L'exutoire du Lac glaciaire Parker est situé sur la ligne de partage des eaux, entre la tête de la rivière Parker et la tête de la rivière Dissection, affluent de la rivière Thomsen. À cet endroit un chenal, profond d'une dizaine de mètres et situé à environ 245 m d'altitude (73°28'N et 117°56'W), entaille les sédiments des formations d'Isachsen et de Christopher qui reposent elles-mêmes sur des formations dévoniennes. La correspondance d'altitude entre ce chenal et la limite de délavage, notée plus haut, ne laisse aucun doute que ce chenal a servi de déversoir au Lac Parker, alors que le glacier, responsable de la mise en place du Till de Kange, empêchait toute évacuation des eaux vers le détroit du Vicomte-Melville. Lorsque le glacier a commencé à se retirer, le lac a talonné la glace, comme l'indique la présence des sédiments lacustres et du remaniement à l'intérieur de la zone recouverte de Till de Kange. Des exutoires plus bas, vers le détroit du Vicomte-Melville (carte 1565A; Vincent, 1980b), ont cependant été libérés des glaces, et le Lac Parker s'est abaissé progressivement jusqu'à sa vidange finale. Quelques deltas (Vincent, 1980b, unité 6b) formés dans le lac, dans la région de l'embouchure de la rivière Kange, témoignent d'ailleurs de cet abaissement.

Le lac glaciaire associé à la nappe de Till de Baker

Le Lac Dissection. Alors que le glacier responsable de la mise en place du Till de Baker recouvrait la région de part et d'autre de la rivière Thomsen, de petits lacs semblent avoir été retenus, à l'est du lobe de glace, au sein de vallées du plateau dévonien dans les régions non glaciées. Le plus grand de ceux-ci, nommé le Lac Dissection (Vincent, 1978c), du nom de la rivière dont il a ennoyé la partie supérieure du bassin, est localisé sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "H"). À l'intérieur de la zone délimitée comme faisant partie de ce bassin, les surfaces constituées d'affleurements dévoniens apparaissent maintenant délavées jusqu'à une altitude d'environ 170 m. L'existence de ce lac est basée uniquement sur l'examen des photographies aériennes, car aucun arrêt n'a été effectué dans cette région permettant d'établir la présence de sédiments glacio-lacustres. Le Lac Dissection s'est probablement drainé vers le détroit de M'Clure au moment du retrait du glacier.

Le lac glaciaire associé à la nappe de Till de Bar Harbour

Le Lac Ballast. Un lac glaciaire a été retenu dans les vallées des rivières Ballast et Kaersok, par un lobe de glace, centré sur le détroit de M'Clure, et qui empiétait sur la côte nord de l'île Banks. L'étendue de ce lac, nommé Ballast (Vincent, 1978c), du nom de la rivière dont il a ennoyé le bassin jusqu'à 90 m d'altitude, est indiquée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "I"). La présence d'un lac dans cette région a été établie en premier par Fyles (1962, p. 195) et a été discutée plus en détail par French (1972a).

Des sédiments fins glacio-lacustres (carte 16-1979, unité 6a), dont certains subsistent sur la rive droite de la rivière Ballast, à environ 8 km de son embouchure, ont été mis en place. On a également cartographié des sédiments deltaiques (carte 1565A, unité 10; Vincent, 1980b, unité 6b) mis en place le long d'affluents est des rivières Ballast et Kaersok, par des cours d'eaux s'écoulant sur les régions non glaciées au sud et se déversant dans le lac.

L'exutoire du Lac Ballast se trouve à environ 90 m d'altitude sur la rive gauche de la rivière Ballast à 14 km de son embouchure (fig. 29). Cet exutoire, entaillé dans les sédiments de la Formation de Beaufort, amenait les eaux du lac vers la mer de Beaufort. Lorsque le glacier a commencé à se retirer vers le nord, un exutoire à environ 60 m d'altitude, sur la rive gauche de la rivière Ballast à 2 km de son embouchure, a servi à évacuer les eaux. Cet exutoire (fig. 29) n'a pas été complètement entaillé par les eaux du lac. Les eaux lacustres ont en effet emprunté un chenal d'eaux de fonte situé à la marge du glacier. L'accès à ce chenal a été rendu possible lorsque le glacier a commencé à se retirer de la région du cours inférieur de la rivière Ballast. Le lac s'est finalement vidangé dans le détroit de M'Clure lors du retrait de la glace de la région côtière.

Le lac glaciaire associé aux nappes de tills de Bar Harbour, de Mercy et de Jesse

Le Lac Ivitaruk. Un immense lac glaciaire, de faible profondeur, a également été retenu, dans le secteur nord de l'île et dans le bassin des rivières Thomsen et "Napasorsuak", par un lobe de glace situé dans le détroit de M'Clure. Le lac ne semble pas s'être étendu plus loin vers le sud, probablement parce que le glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse recouvrait cette région.

L'étendue de ce lac, nommé Ivitaruk (Vincent, 1978c), du nom de la rivière à la tête de laquelle l'exutoire se trouvait, est indiquée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "J"). Le Lac Ivitaruk a été reconnu surtout grâce au délavage des formations superficielles. Ce délavage, bien que perceptible partout, est surtout évident dans le secteur au centre et au sud du bassin de part et d'autre de la rivière Thomsen, où les formations dévoniennes surmontées d'une mince couverture de sédiments de la Formation d'Isachsen affleurent. L'action de délavage à ces endroits a été plus efficace que sur les formations crétacées ou sur les tills de Baker, de Bar Harbour ou de Mercy.

Des sédiments deltaiques (carte 1565A, unité 10; Vincent, 1980b, unité 6b) ont été cartographiés dans la région à l'est de la rivière Thomsen, au nord de la rivière Dissection. Des sédiments, distinctement reliés au colmatage partiel par des sédiments glacio-lacustres, ont également été notés ici et là dans les vallées des rivières Thomsen, Dissection et "Ivitaruk". À un endroit (73°05'30"N et 119°30'45"W) sur la rive droite de la Thomsen, on a également noté la présence d'une séquence de varves (fig. 34).

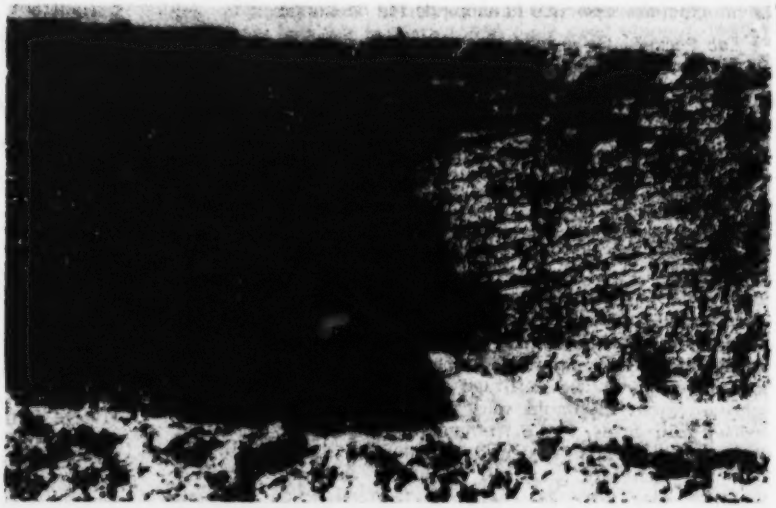


Figure 34

Coupe dans des varves du Lac glaciaire Ivitaruk sur la rive droite de la rivière Thomsen, à 15 km au sud de l'embouchure de la rivière "Sarfarssuk". Les varves silteuses reposent sur le Till de Baker. La glace massive au centre inférieur de la photo est à noter (cliché nº 167380 de la C.G.C.).

Section in Glacial Lake Ivitaruk varves on the right bank of Thomsen River 15 km south of the mouth of "Sarfarssuk" River. The silty varves rest on Baker Till. Note the massive ice in the lower centre (GSC photo 167380).

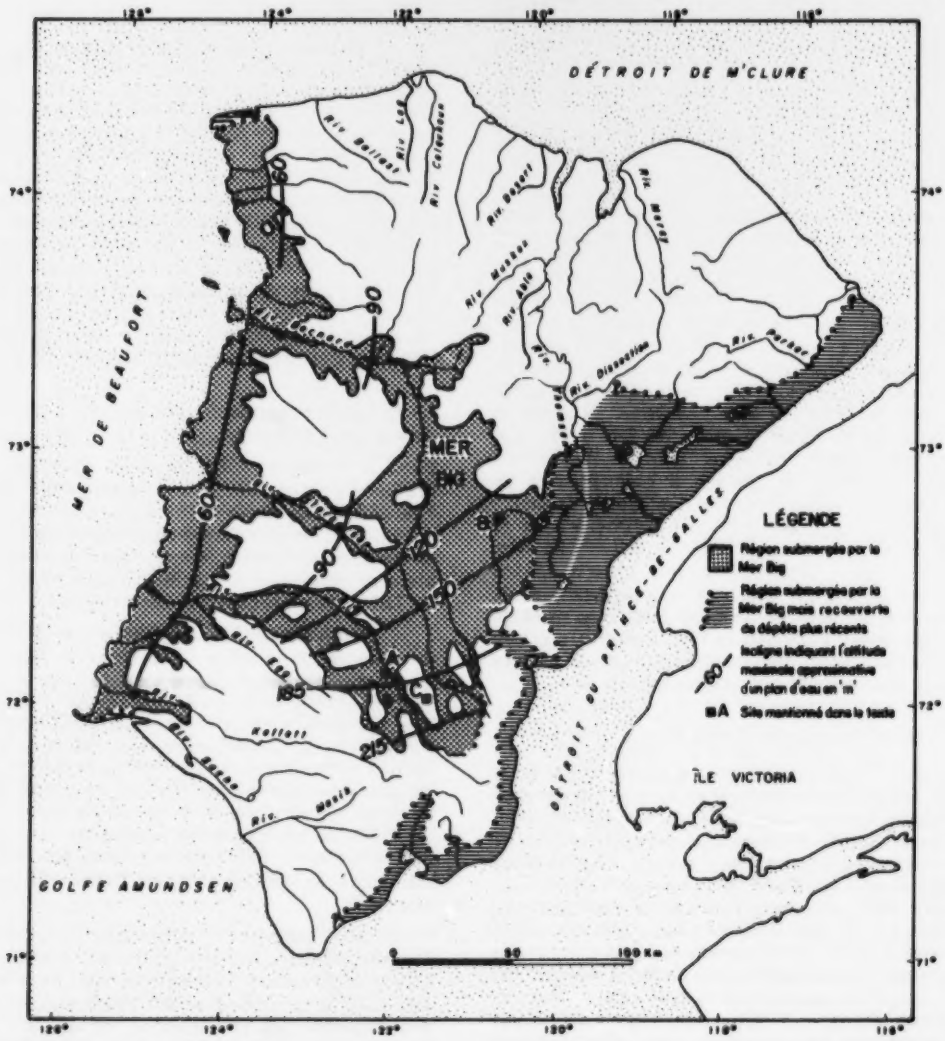


Figure 35. *Région recouverte par la Mer Big sur l'île Banks et altitude, indiquée par des isolignes, atteinte par celle-ci en divers endroits.*

Area submerged by the Big Sea on Banks Island and altitude, indicated by isolines, it attained in different areas.

L'exutoire initial du Lac Ivitaruk se trouvait, probablement au point le plus bas, dans l'axe d'extension du lac, entre les bassins des rivières Thomsen et Bernard, soit à une altitude d'approximativement 90 m sur la ligne de partage des eaux entre la rivière "Ivitaruk", affluent ouest de la rivière Thomsen, et la rivière Nahsa, affluent est de la rivière Bernard. Cet exutoire (73°19'N et 120°30'W), situé dans un ancien chenal d'eaux de fonte, a dû fonctionner pendant la plus grande partie de la durée du lac glaciaire. Lorsque la glace a commencé à se retirer dans la région à proximité du détroit de M'Clure, les lacs Ivitaruk et Ballast sont devenus contigus. À ce moment, les eaux du Lac Ivitaruk ont pu s'écouler vers la mer de Beaufort via l'exutoire de 60 m du lac Ballast. La vidange finale du lac s'est produite lorsque le glacier s'est retiré suffisamment au nord pour permettre l'évacuation des eaux dans le détroit de M'Clure.

Les lacs glaciaires associés à la nappe de Till de Sachs

Les lacs Masik, Rufus et Raddi. Alors que le glacier responsable de la mise en place du Till de Sachs recouvrait la région côtière sud-ouest de l'île Banks, des lacs glaciaires, dont l'étendue est indiquée sur la carte 17-1979, ont été piégés dans les vallées des rivières Masik, Rufus et Sachs.

Le Lac Masik (Vincent, 1978c; carte 1565A; Vincent, 1980b; limite de submersion "K"), le plus grand des lacs en question, a inondé jusqu'à plus de 200 m d'altitude les profondes vallées des rivières Atitok et Masik. Le délavage des formations superficielles est perceptible en certains endroits, mais a été le plus souvent enrayé par les divers processus périglaciaires qui agissent sur les sédiments de la Formation de Chistopher qui affleurent partout dans la région inondée par ce lac. La présence d'une masse d'eau glacio-lacustre, dans le bassin des rivières Atitok et Masik, est marquée par des séquences de deltas perchés (carte 1565A, unité 14; Vincent, 1980b, unité 6b; fig. 9). Ces deltas ont été édifiés dans le lac à l'embouchure de chenaux d'eaux de fonte qui émanaient du glacier à l'origine du Till de Jesse.

L'exutoire du Lac Masik se trouve sur la ligne de partage des eaux entre les rivières Masik et Sachs, et est situé initialement avant l'entaille, à approximativement 215 m d'altitude (du côté nord de la rivière Masik à 22 km de son embouchure, soit 71°38'30"N et 123°16'W). La vidange du lac a dû se produire lorsque le glacier s'est retiré de la région de l'embouchure de la rivière Masik, permettant ainsi l'évacuation des eaux vers la baie Thesiger.

Le Lac Rufus (Vincent, 1978c) a été retenu dans le bassin de la rivière Rufus par le même glacier qui a piégé le Lac Masik. Ce lac, délimité sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "L"), a inondé le bassin de la rivière Rufus jusqu'à 290 m d'altitude. Comme dans le cas du Lac Masik, des deltas glacio-lacustres ont été mis en place dans le lac, à l'embouchure des cours d'eaux émanant du glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse. L'exutoire du Lac Rufus (71°25'15"N et 123°12'W) se trouvait probablement à environ 290 m d'altitude. Celui-ci amenait les eaux dans le bassin du Lac Masik situé au nord à plus basse altitude. Lorsque le glacier au sud-est a commencé à se retirer, il est possible que les eaux se soient écoulées vers le bassin de la rivière Nelson par un exutoire situé à environ 260 m d'altitude (71°24'45"N et 123°08'W). Les eaux auraient cependant été également piégées par le glacier dans la région du cours supérieur de la rivière Nelson.

Un autre lac, dans cette série de lacs retenus par un glacier centré sur la baie Thesiger, a fort probablement existé dans la région du cours moyen de la rivière Sachs. Ce lac a inondé la région jusqu'à un peu plus de 170 m d'altitude et a été appelé Raddi (Vincent, 1978c) du nom d'un lac actuel situé à proximité. En raison de la faible profondeur du lac (le point le plus bas du bassin se trouve à un peu moins de 120 m) et la nature fort disséquée des pentes où se seraient situées les berges, il n'a pas été possible de fixer, sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b, une limite maximale de délavage. L'aire d'extension probable du Lac Raddi, basée sur les courbes de niveau, est cependant indiquée sur la figure 63. L'exutoire du Lac Raddi, qui a non seulement servi à évacuer les eaux retenues dans le bassin de la rivière Sachs, mais aussi celles émanant des lacs Rufus et Masik, se trouve sur la ligne de partage des eaux entre les rivières Sachs et Kellett (71°51'25"N et 123°52'W), à une altitude d'environ 170 m. Cet exutoire permettait aux eaux de s'écouler par la rivière Kellett, alors libre de glace, vers la mer de Beaufort.

Les lacs Rufus, Masik et Raddi se sont vidangés dans la baie Thesiger lors du retrait du glacier de la région côtière.

Les lacs glaciaires associés à la nappe de Till de Jesse

Les lacs Cardwell et De Salis. Alors que le glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse se retirait des régions côtières du sud et de l'est de l'île, des lacs glaciaires ont été piégés entre le front glaciaire et les régions plus élevées récemment déglaciées. Bien qu'il ait dû y avoir des lacs de ce genre dans de très nombreuses vallées, deux ont été reconnus de façon plus certaine.

Le Lac Cardwell (Vincent, 1978c), situé à la tête de la rivière Cardwell, d'où son nom, a inondé une petite région sise à approximativement 240 m d'altitude. La limite du délavage se distingue clairement sur les photographies aériennes et est reportée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "M"). Celle-ci se trouvait à un peu plus de 245 m sur la ligne de partage des eaux séparant le bassin de la rivière Cardwell de celui de la rivière De Salis. Les eaux du Lac Cardwell se déversaient dans celles du Lac De Salis. L'étendue du Lac De Salis (Vincent, 1978c), qui a inondé jusqu'à environ 200 m la région du cours supérieur de la rivière De Salis, est indiquée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "N"). Comme dans le cas du Lac Cardwell, la limite supérieure du délavage est bien apparente sur les photographies aériennes. L'exutoire du Lac De Salis (71°50'N et 121°27'W) se trouvait à un peu plus de 200 m sur la ligne de partage des eaux entre la rivière De Salis et la rivière Big. Les eaux des lacs Cardwell et De Salis ont donc été acheminées vers la mer de Beaufort via la rivière Big.

Les lacs Cardwell et De Salis se sont vidangés dans la Mer East Coast lorsque les régions, sises au-dessous de 120 m d'altitude en bordure des bassins, ont été libérées des glaces.

Les Lacs Sarfarssuk. À la marge du secteur nord du glacier à l'origine du Till de Jesse, de petits lacs ont été retenus entre la glacier et des régions plus élevées au nord. Ces lacs sont difficiles à reconnaître, en raison du fait qu'ils ont recouvert des régions préalablement submergées par le Lac Parker. Il est donc souvent difficile d'assigner le délavage à un lac plutôt qu'à un autre.

Deux petits lacs appelés Sarfarssuk (Vincent, 1978c), du nom de la rivière dans le bassin duquel ils se trouvent, sont cependant indiqués sur la carte 1565A (unité 18) et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "O"). Ces lacs, de petite étendue et de faible profondeur, se déversaient sans doute par divers affluents de la rivière "Sarfarssuk" vers la rivière Thomsen.

Les sédiments marins

Introduction

La cartographie des formations superficielles a permis de reconnaître cinq régions (deux sur la côte ouest, deux sur la côte est et une sur la côte nord) où des transgressions marines distinctes ont eu lieu.

Figure 36. *Vue aérienne de la région côtière ouest de l'île Banks au sud de la rivière Adam, montrant la limite maximale atteinte par la Mer Big ainsi que le contraste entre les régions qui ont été inondées et les régions épargnées. Photographie aérienne T478R-54, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.*

Aerial view of the western coastal area of Banks Island, south of the Adam River, showing Big Sea marine limit and the contrast between the areas which were or were not submerged. Air photograph T478R-54, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

La Mer Big

Suite à la cartographie et à l'étude des formations superficielles, il appert qu'un plan d'eau marin, peu profond, mais de grande dimension, avait recouvert la côte ouest et les régions basses du centre de l'île Banks. L'étendue de cette masse d'eau, nommée Mer Big (Vincent, 1978c) à cause du bassin de la rivière du même nom qu'elle a en grande partie inondé, est indiquée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "A") et sur la figure 35.

La présence d'accumulations de sédiments marins fins fossilifères permet d'établir facilement l'existence d'une transgression marine. Ces sédiments sont rares dans le secteur ouest et du centre de l'île recouvert par la Mer Big. La présence de la mer a donc été déduite grâce aux observations de terrain suivantes:

1. L'examen des photographies aériennes, qui couvrent la côte ouest et le centre de l'île, montre qu'il est relativement facile de délimiter deux régions distinctes séparées par une ligne de contact (appelée "trimline" dans les écrits en anglais) bien définie. La région qui se trouve au-dessous de cette ligne a un caractère différent de celle qui se trouve au-dessus. La ligne de contact sub-horizontale est facilement discernable à l'intérieur d'une même unité lithologique et elle traverse de façon continue, sans modification, des unités lithologiques à granulométrie différente.

   Le contraste entre les régions de part et d'autre de la ligne de contact, qui est, en somme, la ligne de rivage supérieure ou la limite marine, est le plus frappant dans le secteur ouest de l'île. Les figures 36 et 37 illustrent bien les différences. Sous la limite, les dénivellations abruptes sont inexistantes ou ont été grandement atténuées, les pentes sont douces, le relief a en somme été nivelé. On discerne facilement la présence de masses de glace dans le sol grâce à l'existence de grandes étendues de polygones à centre déprimé. Les interfluves sont mal drainés, il y a de grandes étendues d'eau stagnante avec de minces accumulations de matière organique. Il semble donc que l'action des vagues dans ce secteur de l'île, faisant face à la mer de Beaufort, ait été un agent niveleur fort efficace. Au-dessus de la limite, le relief, bien que modifié par les processus périglaciaires, n'a pas été atténué au même degré.

   Dans les régions basses associées aux vallées des rivières Bernard, Storkerson et Big et dans la région basse du centre de l'île, le contraste entre les deux régions n'est pas aussi frappant que sur la côte ouest, mais on distingue encore aisément le délavage et l'atténuation des surfaces. Il est également intéressant de noter qu'en de très nombreux endroits le délavage a été particulièrement efficace. Par exemple, le Till de Bernard, qui devait recouvrir la Formation de Beaufort comme en témoigne les surfaces au-dessus de la limite marine, a disparu pour ne laisser que des sédiments de Beaufort remaniés en surface.

2. La cartographie des formations superficielles a permis de déceler dans la région en dessous de la limite marine des accumulations de sédiments qui ont été nécessairement mises en place dans une masse d'eau. Un peu partout dans la région, on trouve immédiatement sous la limite marine et à l'aval de chenaux bien incisés des accumulations de sédiments sableux et graveleux, dont la puissance est de l'ordre du décamètre, et qui couvrent de grandes étendues et colmatent complètement les dépressions. On trouve d'excellents exemples de ces sédiments au nord-est de la baie Burnett et dans la région à l'est de la rivière Bernard entre les rivières Nahsa et Siogak. Ces dépôts sont interprétés comme ayant été initialement transportés par un cours d'eau, et mis en place à la marge d'une nappe d'eau lorsque ce cours d'eau s'y déversait. Généralement ces sédiments sont donc considérés comme étant des dépôts mis en place sous forme de deltas marins dans un estuaire. Ces accumulations présentent une surface plane et différente des plaines d'épandage fluvio-glaciaires, du fait qu'on ne retrouve pas de formes fluviales telles que des chenaux ou des terrasses.

   Des épaisses accumulations de sédiments fins n'ont pas été identifiées dans le secteur ouest et du centre de l'île, bien qu'elles soient omniprésentes, sous le Till de Jesse, à l'est de la ligne de partage des eaux entre les rivières s'écoulant vers la mer de Beaufort et les rivières s'écoulant vers le détroit du Prince-de-Galles (voir prochain chapitre). À un endroit du cours supérieur de la rivière Big (72°13'N et 122°07'W; fig. 35, site A), une coupe montrant une mince couche (approx. 1 m) de sédiments rythmés reposant sur du sable et du gravier d'une terrasse fluvio-glaciaire a cependant été examinée. Il s'agit du seul endroit, à l'ouest de la ligne de partage des eaux, où des sédiments fins d'origine probablement marine ont été observés. À l'est de la ligne de partage des eaux, entre la rivière Nelson au sud et la pointe Parker au nord-est, on trouve en surface, aux endroits où le Till de Jesse n'a pas été mis en place ou a été érodé, des sédiments qui ont été associés à la Mer Big. Il s'agit, en premier lieu, de rythmites silteuses avec de minces strates d'argile (carte 1565A, unité 7; Vincent, 1980b, unité 7a) et, en second lieu, du sable et du gravier deltaïques fossilifères (carte 1565A, unité 7; Vincent, 1980b, unité 7b). Étant donné que ces sédiments sont mieux étudiés en coupes, une description plus complète sera fournie dans le prochain chapitre. Il faut cependant noter ici que la présence de ce gravier fossilifère est déterminante dans l'interprétation d'une masse d'eau marine.

   Il existe donc de grandes différences dans la nature des sédiments de la Mer Big. À l'est de la ligne de partage des eaux, soit un endroit de plus grande profondeur, les sédiments sont épais et omniprésents. À l'ouest de la ligne de partage des eaux, dans la région du centre et de l'ouest de l'île, les sédiments sont rares, sauf pour ceux mis en place sous forme de deltas marins. L'absence de sédiments fins peut s'expliquer par la faible profondeur de la masse d'eau. En effet, on trouve rarement, dans les mers post-glaciaires et les lacs glaciaires, d'épaisses accumulations de sédiments fins dans les régions où la profondeur de la masse d'eau était inférieure à 30 ou 40 m. Il est également important de noter que les sédiments fins auraient été principalement mis en place dans la partie la plus profonde du bassin au fond des vallées. Or postérieurement à l'émersion, un système fluvial s'est installé dans ces fonds de vallées et a nécessairement contribué à éroder les sédiments fins qui pouvaient s'y trouver. L'importance de l'érosion fluviale est d'autant plus évidente que des eaux de fonte, produites au cours d'une glaciation ultérieure à l'existence de la mer à l'étude, ont également emprunté les fonds de vallées.

3. À première vue, sur le terrain, il est souvent difficile, sinon impossible, de distinguer, à l'intérieur d'une même unité lithologique, les sédiments qui ont été remaniés par la mer des sédiments non remaniés. La comparaison d'un nombre limité d'analyses granulométriques, effectuées sur les sédiments remaniés et non remaniés de même genèse, démontre cependant qu'il semble y avoir un enrichissement en particules fines dans le cas des sédiments remaniés. Il se peut qu'à l'origine une mince couche de sédiments fins ait été mise en place sur le sédiment présent avant la transgression marine, et que, par la suite, grâce à divers processus périglaciaires, tels que la cryoturbation, les sédiments fins ont été mélangés aux sédiments sous-jacents. Cet enrichissement en sédiments fins s'explique difficilement sans faire appel à la présence d'une masse d'eau.

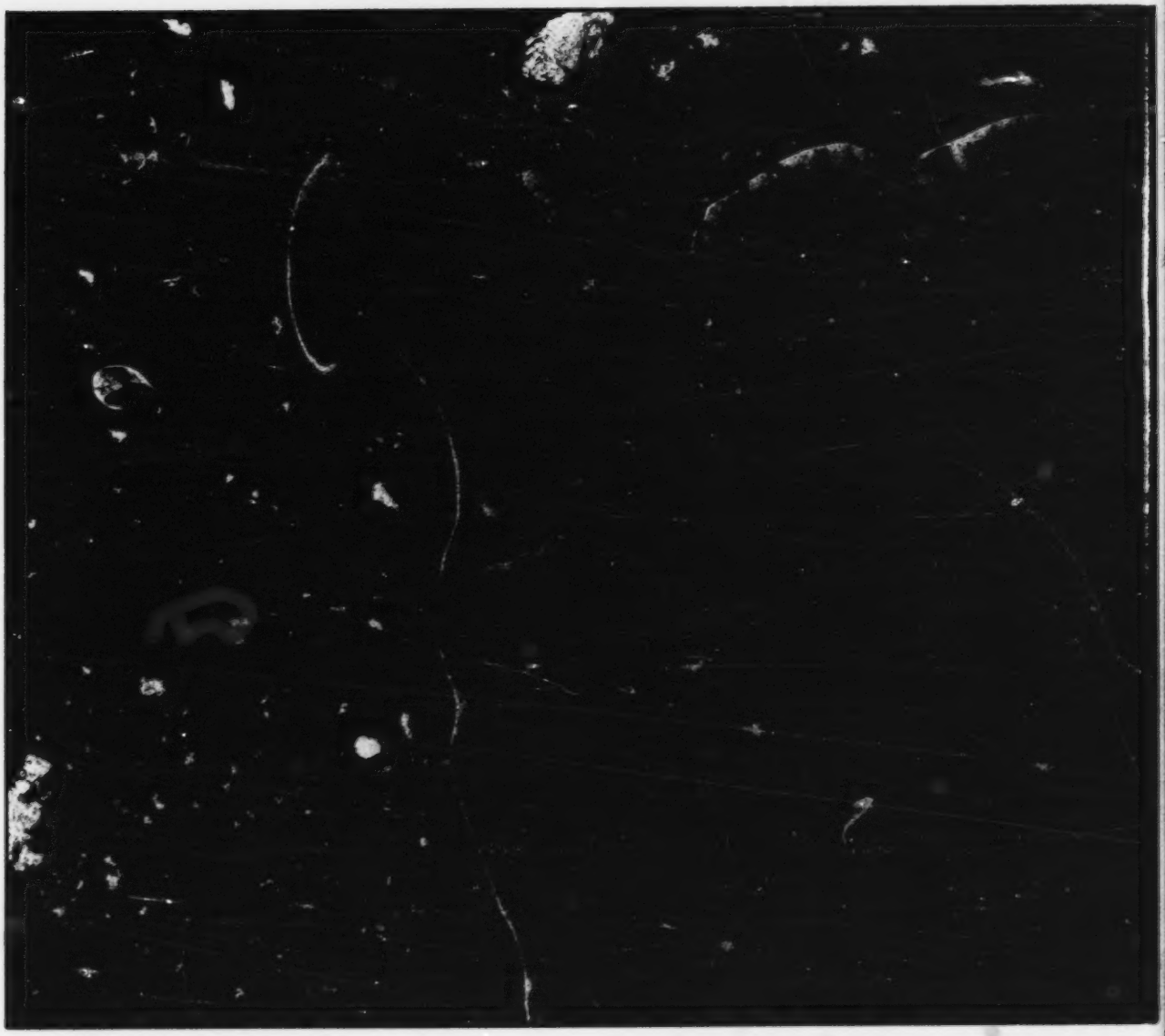


Figure 37. *Vue aérienne de la côte ouest de l'île Banks, au sud de la baie Storkerson, montrant la limite maximale atteinte par la Mer Big et par la Mer de Meek Point. La région est constituée de sable et de gravier de la Formation de Beaufort recouverts d'un placage de Till de Bernard. Le remaniement des surfaces par la mer est évident ainsi que le contraste entre les surfaces recouvertes par les deux mers. Partie de la photo aérienne A-17053-15, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.*

Aerial view of the west coast of Banks Island, south of Storkerson Bay, showing Big Sea and Meek Point Sea marine limits. The area is underlain by Beaufort Formation sands and gravels and by Bernard Till. The reworking of the surface by the sea as well as the contrast between areas covered by the two seas is evident. Part of air photograph A-17053-15, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

4. Une autre preuve est fournie par la présence de chenaux d'eaux de fonte qui sont littéralement tronqués lorsque recoupés par la limite marine. En effet, au-dessus de la limite, ces cours d'eau sont encaissés dans les formations sous-jacentes. Sous la limite, on perd les chenaux pour ne trouver que les épandages sous forme de deltas marins. Il est difficile d'entrevoir d'autres raisons pour expliquer un tel phénomène, sinon la présence d'une masse d'eau. Autrement, les cours d'eau se seraient encaissés comme ils l'ont fait partout ailleurs lorsqu'ils s'écoulaient en milieux subaériens.

Dans le secteur sud-est du bassin de la Mer Big, le Till de Jesse tronque la limite marine. Cette observation n'aide pas directement à démontrer l'origine marine des diverses formes et dépôts, mais elle indique que l'événement responsable de ceux-ci a eu lieu avant la mise en place du Till de Jesse et que cet événement n'a pas agi sur la surface du Till de Jesse.

La limite marine, située de part et d'autre d'îlots n'ayant pas été submergés, se trouve essentiellement à la même altitude, bien que les rivières actuelles, qui entaillent les sédiments d'un côté ou de l'autre de l'îlot, fassent partie de bassins de drainage différents (par ex., l'îlot indiqué comme étant le site B sur la fig. 35). Cette correspondance d'altitude serait difficile à comprendre si on invoquait une origine fluviale pour expliquer la ligne de contact entre les sédiments remaniés et les sédiments non remaniés. Encore une fois, il semble que seule une masse d'eau puisse être responsable d'un tel phénomène.

7. À un endroit (72°48'15"N et 120°36'W) (fig. 35, site C), on a noté la présence de formes qui pourraient être des plages soulevées. Une telle observation indiquerait nécessairement la présence d'une masse d'eau.

L'ensemble des observations ci-dessus confirme donc l'existence de la Mer Big, et donne une idée des critères utilisés dans la cartographie de l'étendue de la mer telle qu'elle apparaît grossièrement sur la figure 35 et plus en détail sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b. L'appendice B fournit des renseignements sur la granulométrie des sédiments de la Mer Big. La figure 35 donne également, grâce à des isolignes, l'altitude maximale atteinte par la mer à différents endroits de l'île. L'altitude augmente vers l'est et le sud-est et doit nécessairement être reliée à un déséquilibre isostatique relié à un événement glaciaire. Le remaniement par la Mer Big est évident sur les surfaces de Till de Bernard, de Kellett et de Baker. Les surfaces remaniées sont à leur tour tronquées, au sud-est par le Till de Jesse, au sud-ouest par le Till de Sachs, et, au nord-ouest, par le Till de Bar Harbour.

La Mer de Meek Point

Craig et Fyles (1960, p. 10) mentionnent qu'ils ont observé, sur des photographies aériennes, une ligne de rivage située à environ 15 m d'altitude, le long de la côte ouest de l'île Banks. Diverses observations, dans le cadre de cette étude, ont confirmé la présence d'une transgression marine à basse altitude sur la côte ouest. Cette transgression, distincte de celle responsable de la Mer Big, a été nommée Meek Point (Vincent, 1978c), à cause d'un endroit où la présence de cette mer est facilement discernable sur le terrain et sur les photographies aériennes.

L'étendue de la Mer de Meek Point est indiquée sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "B"). La limite de submersion marine est facilement repérable grâce à la présence d'une falaise morte, haute de quelques mètres, qu'on retrouve ici et là le long de la côte à l'ouest de Sachs Harbour. En avant de la falaise, une plate-forme d'abrasion (fig. 37), très légèrement inclinée vers la mer, s'étend jusqu'à la falaise vive actuelle. La plate-forme, souvent très mal drainée et parsemée de réseaux de polygones, est recouverte de sédiments marins fins (carte 1565A, unité 20; Vincent, 1980b, unité 7c; fig. 37) et en certains endroits de formes linéaires constituées de sable et de gravier, qui pourraient être des plages soulevées. Les coupes dégagées sont très rares dans ces sédiments. L'examen de la surface des dépôts, en quelques endroits, n'a pas permis de découvrir des coquillages ou du bois flotté. L'appendice B présente les résultats de deux analyses granulométriques effectuées sur des sédiments de la mer à l'étude.

L'ensemble des sédiments et formes de terrain reliés à la Mer de Meek Point se trouve au-dessous d'environ 20 m d'altitude. La surface balayée par la mer à l'étude tronque de façon évidente la surface submergée antérieurement par la Mer Big (fig. 37). Les sédiments de la Mer de Meek Point recouvrent, à l'extrémité nord-ouest, le Till de Bar Harbour, et, au sud-ouest, le Till de Sachs.

Dans la région au sud-est de Sachs Harbour, du sable et du gravier (carte 1565A, unité 20; Vincent, 1980b, unité 7d) ont été cartographiés comme étant d'origine deltaïque. Il s'agit essentiellement de sédiments fluvio-glaciaires, étant donné qu'ils ont été transportés par des eaux de fonte du glacier responsable de la mise en place du Till de Sachs, mais ils ont été déposés en milieu marin sous forme d'immenses épandages deltaïques. La mer dans laquelle se sont sédimentés ce sable et ce gravier est probablement la Mer de Meek Point.

La Mer Investigator

Le long du littoral nord de l'île, les indications d'une transgression marine manquent. Seuls dans la région au sud et au sud-est de la baie Mercy, des sédiments fins (carte 1565A, unité 11; Vincent, 1980b, unité 7c), observés sur les photographies aériennes, ont été considérés comme étant d'origine marine.

Deux dépôts interprétés comme étant deltaïques (74°01'30"N et 118°54'30"W; 73°59'30"N et 118°59'W), à environ 30 m d'altitude à la limite d'extension des sédiments fins, sont probablement situés à la limite marine, et indiquent que la mer, qui a inondé cette région, n'a pas atteint une altitude très élevée. En raison de l'intense dissection dans les formations crétacées, aux abords de la baie Mercy, il a été impossible de tracer une limite de submersion pour cette mer.

D'autres travaux sont nécessaires dans cette région pour confirmer l'existence d'une transgression marine. Il est cependant à noter que des fragments de coquillages marins ont été observés à un endroit (74°01'15"N et 119°03'W), à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer, dans des placages de sédiments fins qui reposaient sur une plate-forme d'abrasion sur des roches dévoniennes.

Afin de distinguer la mer qui a inondé la région aux environs de la baie Mercy des autres mers de l'île Banks, il est proposé de l'appeler Mer Investigator, en l'honneur du nom du navire du capitaine M'Clure qui atteignit le premier la baie Mercy en 1851.

La Mer d'East Coast

Le long de la côte est de l'île Banks, de Nelson Head à la pointe nord-est de l'île, une ligne de contact, bien évidente sur les photographies aériennes (carte 1565A, unité 19; Vincent, 1980b; limite de submersion "D"), sépare une région, dont la surface a été remaniée par les eaux, d'une autre région qui ne l'a pas été.

La masse d'eau qui a recouvert la région porte le nom de Mer d'East Coast (Vincent, 1978c) à cause de la région de l'île qu'elle a recouverte. L'altitude de la ligne de contact, aux limites maximales de submersion, se trouve aux environs de 120 m et peut être suivie de façon continue sur plus de 350 km de distance. Les dépôts remaniés se composent surtout de dépôts d'origine glaciaire, qui ont été laissés par le glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse. De nombreuses traversées à pied et plusieurs arrêts en hélicoptère ont démontré que la surface sous la limite de submersion, bien que constituée des mêmes sédiments, accuse une allure quelque peu différente de celle au-dessus. Il semble y avoir, par exemple, une plus grande concentration de blocs à la surface du Till de Jesse sous la limite de submersion. Comme dans le cas de la Mer Big, le relief est également plus atténué sous la limite. Ce contraste se distingue clairement sur la figure 64. Sauf pour un delta soulevé fossilifère dont il sera question ultérieurement, aucun sédiment indubitablement marin, aucun fossile marin et aucune forme de terrain d'origine marine tels que des plages soulevées, n'a été attribué à la Mer d'East Coast. L'existence de celle-ci est donc essentiellement basée sur la présence de la surface remaniée qui ne peut être expliquée d'aucune autre façon.

La Mer de Schuyter Point

À proximité de la côte est, au-dessous d'environ 25 m d'altitude, on trouve ici et là de minces placages de sédiments sablonneux, prélittoraux et fossilifères, qui reposent sur le Till de Jesse, ainsi que de petites séquences de plages soulevées, mal développées. Bien que perceptible sur certaines photographies aériennes, dans les régions à terrain relativement plat et bas, la limite maximale de la mer, responsable de la mise en place de ces sédiments, est rarement facile à fixer. Ce phénomène est lié au fait que les pentes, à proximité du littoral, sont souvent fort raides et disséquées, et, au fait, que la surface de la région a de toute façon été remaniée par la Mer d'East Coast jusqu'à 120 m d'altitude. Comme le remaniement de la mer à l'étude se superpose au remaniement de la Mer d'East Coast, il est difficile d'attribuer ce remaniement à une mer plutôt qu'à l'autre. Dans le cas de la Mer de Meek Point, qui a recouvert une région inondée au préalable par la Mer Big, la présence d'une falaise marine a facilité la délimitation. La falaise n'est cependant pas présente dans le cas de la Mer d'East Coast.

La mer, qui a recouvert à basse altitude la région est de l'île, depuis Nelson Head jusqu'à au moins la pointe Parker, a été nommée Schuyter Point (Vincent, 1978c). La limite marine, pour les raisons exposées plus haut, n'a été indiquée qu'en quelques endroits sur la carte 1565A et dans Vincent, 1980b (limite de submersion "C"). On détient quelques datations au radiocarbone prélevées sur des coquillages découverts dans les sédiments surtout prélittoraux. Le résultat des datations est présenté à l'appendice D, et la discussion sur l'interprétation de ce résultat s'inscrit dans le cadre du chapitre sur les événements quaternaires. Les placages de sédiments marins étaient trop petits pour être indiqués sur la carte des formations superficielles. Les séquences de plages soulevées les mieux développées sont cependant cartographiées (carte 1565A, unité 22; Vincent, 1980b).

Les sédiments marins récents

Bien qu'il ne soit pas toujours possible de les cartographier, vu leur faible étendue, des sédiments marins (carte 1565A, unité 23; Vincent, 1980b, unité 7e) sont présents sur l'ensemble des côtes de l'île Banks. Généralement, sur les littoraux nord, est et sud, une étroite plage, constituée surtout de sable, s'insère entre des falaises entaillées dans les formations quaternaires ou

Figure 38. *Déflation éolienne sur la plaine d'épandage deltaïque au sud-est de Sachs Harbour (cliché n° 167645 de la C.G.C.).*

Eolian deflation on the deltaic outwash plain south-east of Sachs Harbour (GSC photo 167645).

préquaternaires et la mer. Sur la côte ouest, entre le cap Kellett et le cap Prince Alfred, aux plages près des falaises s'ajoutent de spectaculaires réseaux de flèches littorales (fig. 37). Dans quelques endroits bas, particulièrement aux environs de l'embouchure de cours d'eau, des sédiments fins s'accumulent dans des marais balayés par les marées et souvent situés à l'arrière de flèches. L'action des glaces flottantes est partout évidente, surtout en raison de la présence sur les plages de remparts de poussées et de blocs glaciels.

Les sédiments éoliens

Il s'agit de matériaux (carte 1565A, unité 24; Vincent, 1980b, unité 8), d'âge holocène, qui ont été transportés et mis en place par le vent. Pissart et al. (1977) ont déjà décrit ces sédiments de l'île Banks.

On retrouve des dépôts éoliens sur les basses terrasses des rivières Thomsen et Bernard et dans la région au nord de la baie De Salis. Dans ces endroits, surtout en été lors de la période d'étiage, les sables éoliens provenant des plaines alluviales sont pris en charge par le vent, agent de leur mise en place sur les terrasses avoisinantes. Les sédiments éoliens se trouvent également à la surface d'anciens deltas marins (région au sud-est de Sachs Harbour), de plaines d'épandage fluvio-glaciaires (région du cours supérieur de la rivière Thomsen) et sur les formations d'Isachsen (le long de la rivière Thomsen) et d'Eureka Sound (région de part et d'autre de la rivière Desert). Dans ces régions, les sables éoliens proviennent des sédiments sous-jacents, qui ont été remaniés par le vent.

Les surfaces, où l'action éolienne est active, sont caractérisées par la présence de creux de déflation, généralement peu profonds, mais pouvant atteindre 2 m entre des buttes résiduelles fixées par la végétation (fig. 38). L'accumulation se fait par la lente aggradation de sédiments, transportés par suspension ou saltation, sur une maigre couverture végétale. L'étude de coupes montre, en effet, des couches d'épaisseur variable de sables éoliens séparées par des horizons organiques. Aucune dune n'a été observée. Il est probable que la présence du pergélisol, à proximité de la surface, s'oppose à une mobilisation suffisamment efficace des sédiments pour édifier cette forme.

Le long de la rivière Thomsen, des coupes, dont l'épaisseur atteignait 8 m, ont été observées dans les sédiments éoliens. Des analyses granulométriques (Pissart et al., 1977; app. B) indiquent que les sédiments éoliens se composent de sable fin à très fin avec un excellent classement. Quatre datations au radiocarbone (app. D, datations nos 12 à 15) permettent d'estimer les taux d'accumulation minima du sable éolien. Ces taux varient entre un minimum de 0,35 mm/a et un maximum de 2,32 mm/a. En moyenne, l'accumulation se fait à une vitesse de 1,16 mm/a.

Les interfluves de la plaine côtière de Ballast (fig. 3, 5), du secteur nord-ouest de l'île, sont constitués, en de nombreux endroits, d'un placage de sédiments fins (app. B, échantillon VH-75-034) et mal drainés qui recouvrent le sable et le gravier de la Formation de Beaufort. Il est possible qu'il s'agisse d'un loess mis en place dans un environnement proglaciaire, alors qu'un glacier recouvrait l'île au sud-est de la plaine côtière de Ballast.

Les alluvions modernes

Les alluvions (carte 1565A, unité 25; Vincent, 1980b, unité 9) sont les sédiments transportés et mis en place par les cours d'eau, dans les plaines inondables et les estuaires, principalement au printemps, au cours de la période où les débits associés à la fonte nivale sont élevés. On considère les sédiments se trouvant dans les plaines inondables actuelles et sur les terrasses inférieures comme étant des alluvions modernes ou holocènes. Les plaines inondables sont parsemées de chenaux anastomosés et peuvent atteindre une largeur de 3,5 km dans le cas de la rivière Bernard à proximité de son embouchure. Les terrasses incorporées à cette unité gardent les traces de chenaux et de cicatrices de méandres et sont parsemées de polygones à centre déprimé et de mares de toundra. Les sédiments formant les terrasses supérieures ont été cartographiés comme étant d'origine fluvio-glaciaire (voir description ci-dessus) et associés à un régime morphoclimatique différent. Font également partie des alluvions les dépôts des cônes de déjection, se trouvant principalement à l'embouchure des cours d'eau qui s'écoulent sur le plateau de Pim, et de torrents qui dévalent les falaises développées dans la Formation de Glenelg.

La texture des alluvions varie en fonction du régime des cours d'eau et de la nature des sédiments ou de la roche en place sur lesquels les rivières s'écoulent. Les alluvions des grandes rivières (Masik, Kellett, Big, Bernard, Thomsen, Ballast, etc.) et des cours d'eau faisant partie des bassins dont les eaux se déversent dans la mer de Beaufort se composent généralement de sable et de gravier avec une faible proportion de silt et d'argile. Les dépôts de terrasses inférieures de cette région comprennent également de minces couches de silt organique et de tourbe. Dans le cas des cours d'eau de la région nord et est de l'île, qui s'écoulent à l'intérieur de bassins lithologiquement homogènes, il est fréquent d'observer des gammes granulométriques différentes. Par exemple, dans le nord de l'île, les alluvions des rivières qui s'écoulent sur la Formation d'Eureka Sound ont une texture sableuse. Les petits cours d'eau qui entaillent le Till de Jesse (carte 1565A; Vincent, 1980b, unité 3a) et qui se déversent dans le détroit du Prince-de-Galles voient souvent leur lit complètement colmaté de blocs.

Les colluvions

Il s'agit des sédiments qui se sont accumulés, sur les pentes ou à la base de celles-ci, grâce à l'action de déplacements de masses, rapides ou lents, et de divers processus périglaciaires. Ces sédiments sont omniprésents sur les pentes développées dans les formations quaternaires et préquaternaires de l'île Banks. Elles n'ont pas été cartographiées, comme unité distincte, puisque leur texture reflète généralement la texture du matériel in situ sous-jacent. Par exemple, les colluvions dérivées du Till de Bernard ont essentiellement la même texture que le Till de Bernard in situ.

Les colluvions ne sont pas très épaisses sur les pentes, exception faite des formations préquaternaires lithifiées (Harry Islands, Weatherall, Glenelg) où les gélifracts sont mis en place sous forme de talus. D'importantes accumulations de colluvions peuvent s'amasser au bas des pentes, particulièrement aux endroits où les formations de Christopher et d'Eureka Sound affleurent. Des épaisseurs supérieures à 6 m ont été notées dans les colluvions dérivées de la Formation de Christopher dans les vallées des rivières Masik et Thomsen.

La surface de ces dépôts de pentes est parsemée de traînées, habituellement non triées, et est souvent ravinée. Ce matériel renferme généralement beaucoup plus de glace que le matériel originel, ce qui fait que l'on observe fréquemment des cavités de fusion résultant du thermokarst dans les colluvions. Quatre datations au radiocarbone (app. D, datations nos 1 à 5) permettent d'estimer les taux d'accumulation des colluvions. Ces derniers varient entre un minimum de 0,16 mm/a et un maximum de 0,92 mm/a, la moyenne se situant à 0,52 mm/a.

Les sédiments organiques

Les accumulations de sédiments organiques n'ont pas été cartographiées, étant donné leurs étendues limitées. On les trouve dans les endroits mal drainés, souvent à la tête de cours d'eau de premier ordre, particulièrement sur les surfaces de Till de Bernard. Dans ces endroits, la fonte de coins de glace dans la tourbe provoque la formation de "baydzerakh". Les sédiments organiques sont aussi, ainsi que déjà mentionné, intimement associés aux sédiments éoliens et aux colluvions et ils recouvrent ici et là le sable et le gravier des terrasses alluviales et fluvio-glaciaires.

La tourbe dans les dépressions à la surface des tills présente la plus grande épaisseur. Des accumulations de plus de 5 m ont été mesurées sur le Till de Bernard. Sur le sable et le gravier fluvial, les tourbes atteignent rarement plus de 1 m d'épaisseur. Kuc (1973b) donne des indications sur la composition floristique des tourbes. Généralement, les plus anciennes se composent de plantes à rhizomes et d'une importante composante de **Salix**. Les tourbes plus récentes, celles qu'on trouve dans la partie supérieure des plus importantes accumulations et celles qu'on trouve sur les surfaces planes, mal drainées et peu profondes dans le secteur ouest de l'île (Vincent, 1980b), sont des tourbes constituées de mousses et de plantes à rhizomes.

En tout, 17 datations au radiocarbone (app. D, datations nos 16 à 18, 20 à 33) permettent d'estimer les taux d'accumulation des tourbes au cours de l'Holocène. Les taux varient entre un minimum de 0,04 mm/a et un maximum de 0,64 mm/a. En moyenne, l'accumulation se fait à une vitesse de 0,28 mm/a.

STRATIGRAPHIE, PALÉOÉCOLOGIE ET CHRONOLOGIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES ÉTUDIÉS EN COUPE

Introduction

Plus de 200 coupes sises à proximité des côtes ou des rivières ont été découvertes et étudiées. La localisation des plus importantes est indiquée sur la figure 39. Afin d'abréger le texte, seules trois séries de coupes (considérées comme étant des coupes types), dans trois régions différentes, seront décrites plus en détail. Il s'agit des coupes des falaises Duck Hawk et Worth Point, des falaises Morgan, et de la région côtière à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson. Dans chaque cas, le texte présente un tableau de corrélation des unités lithostratigraphiques, pour lesquelles ont été proposés des noms, et décrit une coupe composite qu'accompagne une stratigraphie des événements géologiques. Les termes employés dans cette dernière seront définis dans le cadre du prochain chapitre. Suivra une brève mention de quelques autres coupes ayant un intérêt particulier, puis la présentation d'un essai de corrélation lithostratigraphique entre les trois coupes, appuyé par des datations aux acides aminés.

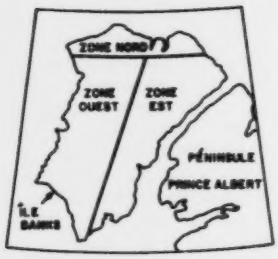


Figure 39

Localisation dans l'île Banks des coupes stratigraphiques décrites dans le texte ainsi que d'autres coupes où divers tills et les sédiments de la Mer Big peuvent être observés.

Location on Banks Island of stratigraphic sections described in the text as well as other sections where various tills and Big Sea sediments can be observed.

Figure 40

Vue de la coupe A, de plus de 50 m de hauteur, à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (cliché nº 176151 de la C.G.C.).

View of the 50 m high section A east of the mouth of Nelson River (GSC photo 176151).

Le rang de "niveau" a été donné aux unités lithostratigraphiques glaciaires et marines mises en place au cours d'une période de temps équivalente à un étage glaciaire. Le fait que des niveaux associés à un même étage reposent sur des sédiments nettement interglaciaires confirme cette assertion. D'autre part, le rang de "formation" a été réservé aux divers niveaux mis en place au cours d'un même étage glaciaire ou d'un interglaciaire. Les unités marines résultant de la dépression isostatique de l'écorce terrestre sont considérées comme étant reliées à un événement glaciaire, tandis qu'on associe d'autres, d'origine périmarine et contenant de la matière organique, à des formations interglaciaires.

Les coupes à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson

Introduction

À l'est de l'embouchure de la rivière Nelson, on a procédé à l'étude de quatre coupes, situées entre 71°14'20"N et 122°20'20"W, et 71°15'40"N et 122°10'30"W le long d'une falaise marine faisant face au golfe Amundsen (fig. 39, 40).

Deux figures illustrent ces coupes. La première (fig. 41) identifie les divers sédiments selon leur texture et illustre la corrélation lithostratigraphique proposée entre les coupes. D'ouest en est les coupes sont étiquetées de A à D. Les unités lithologiques sont numérotées de 1 à 13. Elle indique également: les numéros des échantillons prélevés dans les tills (app. B, C), les lits où des coquillages marins ont été prélevés, les horizons où des datations au radiocarbone ou aux acides aminés ont été effectuées et où des analyses faunistiques et floristiques ont été complétées. La seconde (fig. 42) présente une coupe composite. Greffées sur cette coupe, on trouve une description sommaire des sédiments, une interprétation de l'événement responsable de leur mise en place et deux colonnes dans lesquelles les unités sont nommées sur une base lithostratigraphique ou en fonction de l'événement géologique interprété. Quelques diagrammes d'orientation de cailloux dans les tills sont également présentés. Suit une description des 13 unités lithologiques étudiées, en commençant par la plus vieille. La coupe A a déjà été sommairement décrite dans le cadre d'une étude paléomagnétique préliminaire (Morris and Vincent, 1979).

Unité 1 (till apparenté au Till de Bernard?)

Description

Cette unité de till calcareux, silto-argileux, de couleur brun grisâtre très foncé (10YR 3/2) mesure au moins une dizaine de mètres d'épaisseur et contient peu de cailloux. Ce till, très massif, contient de petites poches sableuses dans la coupe A, et dans la coupe C, une épaisse strate de sable et de gravier qui disparaît latéralement. Dans la coupe A, le till contient des fragments de coquillages marins dont **Mya** (identifié par G. Miller de l'Université du Colorado à Boulder) et **Nuculana** (identifié par I. Lubinsky de l'Université du Manitoba à Winnipeg). Les cailloux dans le till, dont plusieurs sont striés, sont surtout d'origine sédimentaire (87 %). On observe également la présence de roches gabbroïques (12 %) et granitiques (1 %). L'orientation des cailloux dans le till indique une direction d'écoulement du glacier du sud-est vers le nord-ouest. Le contact inférieur de cette unité n'a pas été observé, mais il est possible que le till repose directement sur des sédiments de la Formation de Christopher. Des relevés paléomagnétiques (Morris and Vincent, 1979), effectués sur des échantillons de sédiments de cette unité, ont révélé que la direction moyenne de ceux-ci était approximativement la même que celle de la direction du champ magnétique terrestre actuel à l'endroit du prélèvement.

Unité 2 (till apparenté au Till de Bernard?)

Description

Cette unité de till calcareux silto-argileux, assez rocheux, d'environ 9 m d'épaisseur, présente une couleur brun grisâtre (10YR 5/2) lorsque sec et brun grisâtre très foncé (10YR 3/2) lorsque humide. La présence de "marbrures rougeâtres" dans sa matrice le distingue des autres tills sis au-dessus ou au-dessous. Les cailloux dans le till sont surtout d'origine sédimentaire (84 %). On note également la présence de roches gabbroïques (15 %) et granitiques (1 %). L'orientation des cailloux dans le till, dont plusieurs étaient striés, indique une direction d'écoulement du glacier vers l'ouest. Le contact avec le till de l'unité 1 est arbitrairement situé à l'endroit où les "marbrures rougeâtres" apparaissent.

Unité 3 (sédiments glacio-marins innommés)

Description

Immédiatement au-dessus de l'unité 2, on trouve des sédiments triés. Le passage du till aux sédiments triés est graduel bien que rapide. Dans la coupe A, on passe d'un till à un autre till, renfermant un peu de sable, à une concentration de blocs formant un dallage. Dans la coupe C, des blocs avec des graviers interstratifiés sont surmontés de sable fin et de silt sablonneux lités contenant des cailloux striés, le tout mesurant un peu plus de 3 m d'épaisseur.

Discussion

Il est possible que cette unité représente une sédimentation en milieu glacio-marin et marque le retrait dans une mer du glacier responsable de la mise en place du till de l'unité 2.

Unité 4 (till apparenté au Till de Bernard?)

Description

Cette unité de till calcareux et silteux, de couleur brun grisâtre très foncé (10YR 3/2), mesure environ 4 m d'épaisseur. La matrice du till devient plus grossière du bas vers le haut, passant d'un silt argileux à un silt sableux. Vers le bas, il semble également y avoir moins de cailloux. Quelques minces poches de sable et de gravier ont été également observées, surtout dans la partie supérieure de l'unité. Les cailloux dans le till, dont plusieurs sont striés, sont d'origine sédimentaire (85 %). Les roches gabbroïques (15 %) constituent le reste des roches présentes et aucune roche granitique n'a été identifiée. L'orientation des cailloux dans le till indique une direction d'écoulement du glacier de l'est-sud-est vers l'ouest-nord-ouest. Le contact avec les sédiments triés de l'unité 3 est brusque.

Unité 5 (till apparenté au Till de Bernard?)

Description

Cette unité 5 de till calcareux et silto-argileux, de couleur gris-brun foncé (10YR 4/2), mesure environ 3,5 m d'épaisseur. Le till comprend de nombreux blocs de plus de 15 cm de diamètre ainsi que plusieurs poches de sable fin quartzeux ressemblant au sable de la Formation d'Isachsen. Les roches sédimentaires constituent 91 % des éléments grossiers dans le till et les roches gabbroïques 9 %. Aucune roche granitique n'a été observée et plusieurs roches sont striées. L'orientation des cailloux dans le till indique une direction de l'écoulement du glacier du sud-est vers le nord-ouest. Le till de l'unité 5 se trouve séparé du till de l'unité 4 par une couche de sable fin d'épaisseur irrégulière (5 à 10 cm) tandis que le till de l'unité 6 présente une matrice plus sablonneuse (moins silteuse) que celle du till de l'unité 5.

Tableau 3. Flore fossile identifiée dans quelques tourbes de l'île Banks

	A[1]	B[2]	C[3]	D[4]	E[5]
Bryophyta	+	+	+	+	
Pteridophyta	0	0			
Equisetaceae					
Equisetum sp.	+		+	+	
Lycopodiaceae			0		
Polypodiaceae	0	0			
Spermatophyta					
Gymnospermae					
Pinaceae					
***Abies** sp.			+		
***Picea** sp.	0	0	0		
***Larix** sp.			+		
***Pinus** sp.	0	0	0		
Cupressaceae					
***Thuya** sp.			+		
Angiospermae					
Sparganiaceae					
Sparganium sp.		+			
Potamogetonaceae					
Potamogeton sp.		+		+	
***Potamogeton filiformis** Pers.				+	
Gramineae	?	0	0		+
Cyperaceae	0	0	0		
Carex aquatilis Wahlenb.		+	+	+	+
Carex sp.	+	+	+	+	+
Salicaceae					
Salix sp.	0 +	0 +	0 +	+	+
Betulaceae					
***Alnus** sp.	0	0	0		
***Betula nana** L.	0 +			+	
***Betula** sp.	0 +	0	0 +		
Caryophyllaceae					+
Melandrium sp.?				+	
Cruciferae		+		+	
Saxifragaceae		0			
Rosaceae					
Dryas integrifolia M. Vahl.			+	+	
Dryas sp.		0			
Potentilla sp.			+	+	
Aquifoliaceae					
Nemopanthus type	0				
Haloragaceae					
Hippuris vulgaris L.		+		+	
Ericaceae			0		
Gentianaceae					
***Menyanthes trifoliata** L.				+	
Compositae					
Artemisia sp.	0	0	0		
Ambrosieae		0			

[1] Colonne A: Unité 11 de la coupe A à l'est de la rivière Nelson (fig. 41, 42 et 59).
Rapports polliniques non publiés nos 77-8 et 79-6 de la C.G.C., R.J. Mott.
Rapport non publié d'identification d'arthropodes fossiles no 76-16 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.
Rapports non publiés d'identification de bois nos 75-23 et 77-24 de la C.G.C. respectivement par R.J. Mott et L.D. Farley-Gill.
Rapport non publié d'identification de macrorestes végétaux no 78-6 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

[2] Colonne B: Unité 8 de la coupe A à l'est de la rivière Nelson (fig. 41, 42 et 59).
Rapport non publié d'identification de macrorestes végétaux no 78-6 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.
Rapport pollinique non publié no 79-7 de la C.G.C., R.J. Mott.
Rapport non publié d'identification de bois no 78-40 de la C.G.C., R.J. Mott.

[3] Colonne C: Unités 3 et 6 des coupes des falaises Morgan (fig. 49, 50 et 59).
Rapports non publiés d'identification de bois nos 77-30, 77-31, 77-32 et 77-33 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill et 78-41 et 78-42, R.J. Mott.
Rapport pollinique non publié no 79-8 de la C.G.C., R.J. Mott.
Rapport non publié d'identification de macrorestes végétaux no 78-6 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

[4] Colonne D: Unité 2 de la coupe du «U» de la rivière Thomsen (fig. 57).
Rapport non publié d'identification de macrorestes végétaux 76-6 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

[5] Colonne E: Tourbe plus jeune que le Till de Baker à 3,2 km à l'est de l'embouchure de la rivière Dissection dans la rivière Thomsen.
Rapport non publié d'identification d'arthropodes fossiles no 76-12 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.
Rapport non publié d'identification de bois no 76-25 de la C.G.C., R.J. Mott.

* L'astérisque indique, selon J.V. Matthews, Jr. et S.A. Edlund de la C.G.C., des espèces qui ne poussent pas actuellement sur l'île Banks.

0 Présent sous forme de pollen.

\+ Présent sous forme de macrorestes.

Figure 43. *Vue d'une des strates organiques (indiquée par le poignard) intercalées dans des sédiments fins périmarins de la Formation de Morgan Bluffs (cliché no 176174 de la C.G.C.).*

View of organic strata (indicated by the knife) intercalated in fine grained perimarine sediments of the Morgan Bluffs Formation (GSC photo 176174).

Unité 6 (till apparenté au Till de Bernard?)

Description

Cette unité de till calcareux et silto-argileux, de couleur gris très foncé (10YR 3/1), mesure environ 1,5 m d'épaisseur. Le till comprend de nombreux petits galets souvent striés, mais peu d'éléments de plus de 5 mm de diamètre. Dans la partie supérieure de cette unité, une strate de 4 cm de rythmites silteuses a été observée. Les cailloux dans le till sont surtout d'origine sédimentaire (95 %). On a également noté la présence de roches gabbroïques (4 %) et granitiques (1 %). L'orientation des cailloux dans le till indique une direction de l'écoulement du glacier de l'est-sud-est vers l'ouest-nord-ouest. Le contact du till de l'unité 6 avec le till de l'unité 5 est irrégulier. Des poches de silt sableux et de gravier d'épaisseur variable (5 à 10 cm) séparent les tills.

Discussion

La présence des rythmites probablement marines dans la partie supérieure du till indique probablement une sédimentation en milieu glacio-marin à la fin de la mise en place de ce till.

Discussion générale des unités 1, 2, 4, 5 et 6

Certaines différences granulométriques ou autres, dans la séquence de plus de 25 m de till décrite ci-dessus, et la présence de sédiments triés d'origine probablement glacio-marine entre, ou dans les tills permettent de distinguer cinq nappes de tills. Il est impossible de savoir si leur mise en place a eu lieu au cours d'événements glaciaires distincts ou bien simplement au cours d'un même événement marqué par diverses fluctuations de la marge d'un glacier dans une masse d'eau. Il est cependant important de décrire cette séquence, étant donné la possibilité que celle-ci enregistre plus d'un événement glaciaire. Selon toute probabilité, l'un ou l'autre des tills est apparenté au Till de Bernard décrit au chapitre précédent.

Unité 7 (sédiments de la Mer Post-Banks)

Description

L'unité 7 comprend du bas vers le haut: 10 cm de gravier fin, 80 cm de sable fin lité, 40 cm de rythmites où des strates de sable fin et silt sableux alternent avec des strates d'argile silteuse, 60 cm de sable très fin et silt sableux sans structures apparentes et avec du petit gravier, des poches de silt argileux et de rares petits fragments de coquillages, et 90 cm d'argile silteuse noirâtre inorganique et fissile. Aucune diatomée[1] n'a été découverte dans ces derniers sédiments. Des études paléomagnétiques (Morris and Vincent, 1979), effectuées sur des échantillons provenant de l'argile silteuse supérieure, permettent de conclure qu'une excursion géomagnétique est probablement enregistrée dans ces sédiments.

Discussion

Les dépôts de la séquence décrite ci-dessus sont vraisemblablement attribuables à une mer qui aurait recouvert la région après le retrait du glacier responsable de la mise en place du till de l'unité 6. La mise en place des sédiments a sans doute eu lieu au cours d'une phase marine régressive, nommée Mer Post-Banks, liée au soulèvement glacio-isostatique.

Unité 8 (Formation de Morgan Bluffs)

Description

Cette unité mesure environ 9 m d'épaisseur. Les 6,5 m inférieurs et le mètre supérieur sont constitués de silt, silt argileux, argile silteuse et argile stratifiée dans lesquels on retrouve sept strates de 10 à 20 cm d'épaisseur d'argile contenant de la tourbe et du bois (fig. 43).

Un lit de 1,5 m de sable et de gravier peu triés et oxydés par endroits, contenant quelques minuscules fragments de coquillages, sépare les deux zones. L'examen d'un échantillon de silt argileux n'a pas révélé la présence de diatomées. La macroflore découverte dans les strates organiques de cette unité est décrite dans le tableau 3 (col. B) et est indicatrice d'une communauté végétale qu'on trouverait actuellement sur l'île Banks dans un endroit mal drainé comme une mare de toundra. La faune fossile (tabl. 4, col. B), découverte dans les mêmes strates organiques, est très intéressante puisqu'elle recèle quatre espèces de scarabées ne vivant apparemment pas aujourd'hui sur l'île, mais qu'on retrouve plus au sud dans les régions de toundra à proximité de la limite des arbres. La tourbe et le bois comprimés et lignifiés que l'on retrouve à divers degrés sont autochtones. Le contact avec l'unité 7 sous-jacente est graduel.

Discussion

La séquence tout à fait exceptionnelle décrite ci-dessus mériterait une étude sédimentologique, faunistique et floristique beaucoup plus approfondie. La sédimentation s'est probablement faite en partie dans un milieu "périmarin"[2] ou fluvial de débordement sous un climat de toundra un peu plus chaud qu'à l'heure actuelle. La séquence représente probablement un interglaciaire et porte le nom de Formation de Morgan Bluffs. Les sédiments correspondent à ceux de l'unité 6 des coupes des falaises Morgan à l'est de la baie Jesse.

Unité 9 (Till de Kellett)

Description

L'unité 9 a une puissance d'un peu plus de 7 m. Les 4 m inférieurs se composent d'un till calcareux, argileux, assez rocheux et de couleur gris très foncé (10YR 3/1). Les cailloux, dont plusieurs sont striés, sont surtout d'origine sédimentaire (95 %). On a également noté la présence de roches gabbroïques (4 %), et granitiques (1 %). L'orientation des cailloux dans le till indique une direction de l'écoulement du glacier du sud-est vers le nord-ouest. Le contact avec les sédiments de l'unité 8 est brusque.

Une séquence de rythmites, variant entre 1 et 3 m d'épaisseur, repose sous le till supérieur de l'unité 9 (coupes A et D). Ces rythmites sont constituées surtout de strates de sable fin et silt sableux auxquelles s'intercalent de minces strates d'argile exemptes de diatomées. Un dense réseau de cassures et de plis ainsi que des formes de

---

[1] Les informations dans ce chapitre concernant les diatomées proviennent du rapport non publié d'identification de diatomées n° 78-5 de la Commission géologique du Canada, S. Lichti-Federovich.

[2] Hageman (1972, p. 37) définit comme suit le terme périmarin: "By the term perimarine area is meant that area where sedimentation and settling took place under the direct influence of the relative sea level movements, but where marine or brackish-water sediments are absent. Perimarine conditions occur mainly in the backswamp areas and in parts of the fluviatile areas where levels of the seaward-flowing river waters have been elevated by the rising sea, thus causing the development of thick fluviatile clayey layers, alternating with peat layers cut by fossil gullies filled with sand."

cisaillements sont présents dans la partie supérieure des rythmites. À un endroit, du till semblable à celui de la partie supérieure de l'unité 9 est intercalé dans les rythmites. Ce till, qui comprend de petites poches de sable et de gravier, ressemble à un till de fluage.

Les 2 m supérieurs de l'unité 9 sont un till çalcareux, silto-argileux, assez rocheux et de couleur brun-gris très foncé (10YR 3/2). Les cailloux, dont un grand nombre sont striés, sont surtout d'origine sédimentaire (82 %). On a également noté la présence de roches gabbroiques (16 %) et granitiques (2 %). L'orientation des cailloux dans le till indique une direction de l'écoulement du glacier de l'est-sud-est vers l'ouest-nord-ouest.

Discussion

Les sédiments décrits ci-dessus représentent probablement la séquence d'événements suivante: 1) mise en place du till inférieur par un glacier, 2) retrait de ce dernier dans une masse d'eau marine et mise en place des rythmites, 3) nouvelle avancée du glacier qui déforme les rythmites et met en place une nouvelle couche de till. Les rythmites pourraient représenter un interstadiaire ou tout simplement une pulsation du front glaciaire dans une masse d'eau (Mer Big) au cours de son retrait. À cause de sa position stratigraphique, sous les sédiments de la Mer Big, le till de cette séquence est associé au Till de Kellett décrit au chapitre précédent.

Unité 10 (sédiments de la Mer Big)

Description

La description de l'unité 10 qui suit est basée sur les quatre coupes de la figure 41, et six autres coupes qui se trouvent à proximité de celles-ci, mais à l'intérieur des terres le long de cours d'eau (fig. 39).

La partie inférieure de l'unité, lorsque visible (fig. 41, coupe B), est constituée de rythmites de silt sableux avec souvent de minces lits d'argile ou d'argile silteuse (fig. 44). La puissance de ces rythmites atteint 11 m dans la coupe B, tandis que celle des lits individuels formant la séquence de rythmites varie grandement et peut atteindre plus d'un mètre dans le cas du silt et 5 à 7 cm dans le cas des lits plus fins. Aucune diatomée n'a été observée dans cinq échantillons provenant de lits fins, prélevés dans cinq coupes différentes. Quelques foraminifères (identifiés comme étant **Elphidium subarcticum** Cushman par S. Morison, autrefois de la Commission géologique du Canada) ont cependant été découverts dans un des échantillons. Cette espèce vit, selon Murray (1973), dans des milieux littoraux (zones intertidales et lagons) ou prélittoraux dans moins de 50 m d'eau.

La partie supérieure de l'unité est constituée de sable et de gravier stratifiés avec de très rares blocs et des strates d'argile silteuse (fig. 45). Les graviers atteignent souvent une puissance de plus de 15 m. On trouve en abondance des fragments de mollusques marins dans ceux-ci ainsi que de rares valves complètes. Bien qu'aucune tentative détaillée d'identification n'ait été entreprise, il semble à première vue que la plus grande partie des fragments soient des **Hiatella arctica** L. On a également noté la présence d'autres pélécypodes ainsi que de gastéropodes. Des datations aux acides aminés, effectuées sur trois échantillons de coquillages, fournissent des résultats qui indiquent, selon G.H. Miller de l'Université de Boulder au Colorado, que les coquillages datent d'avant le "dernier interglaciaire" (tabl. 5 et discussion en fin de chapitre).

Tableau 4. Faune fossile identifiée dans quelques tourbes de l'île Banks[1]

	A[2]	B[3]	C[4]	D[5]	E[6]
INSECTA					
Coleoptera					
Carabidae					
*Carabus truncaticollis Eschz.				+	
*Notiophilus sp.			+		
*Diacheila polita Fald.					+
*Elaphrus sp.			+		+
Dyschirius sp. cf. D. nigricornis Motsch. ou D. frigidus Mann.					+
*Dyschirius sp., arcticus grp.			+		
*Dyschirius sp.	+				
Bembidion umiatense Lth.		+		+	
Bembidion sp.	+		+	+	
*Pterostichus macrcticus Lth.			+		
*Pterostichus (Cryobius) cf. P. kotzebuei Ball				+	
*Pterostichus (Cryobius) brevicornis Kirby				+	
*Pterostichus (Cryobius) cf. brevicornis Kirby					+
*Pterostichus (Cryobius) ventricosus Eschz.					+
*Pterostichus (Cryobius) spp.	+	+			
*Pterostichus spp.			+		
Amara alpina Payk.			+	+	
Amara sp.			+		
*Trichocellus mannerheimi R.F. Sahlb.			+		
Dytiscidae				+	
Agabus ou Ilybius sp.		+			
Hydroporus sp.	?		+		
Staphylinidae					
Aleocharinae	+				+
Stenus sp.		+			+
*Eunaesthetus sp.	+				+
*Olophrum latum Makl.		+			
Olophrum sp.		+			
Micralymma sp.				+	
Tachinus apterus Maklin				+	
*Tachinus apterus - type brevipennis		+			
Byrrhidae		+			
Byrrhus sp.					+
Simplocaria cf. S. remota Brown					+
Simplocaria sp.				+	
Curculionidae					
Apion sp.			+		
*Notaris sp.				+	
*Cleonus sp.			?		
*Vitavitus thulius Kissinger		+	+	+	
Ceuterhynchus sp.				+	
Lepidoptera				+	
Hymenoptera	+				
Symphyta					
Tenthredinidae				+	
Apocrita					
Ichneumonoidea				+	
Diapriidae				+	
Homoptera					
Cicadellidae					+
Diptera	+	+	+		+
ARACHNIDA					+
CRUSTACEA					
Notostraca					
Lepidurus sp.				+	
Cladocera					
Daphnia sp.				+	
MAMMALIA					
Rodentia					
Dicrostonyx torquatus			+		
AVES					
Galliformes					
Lagopus sp.?			+		

[1] Les insectes, araignées et crustacés ont été identifiés par J.V. Matthews, Jr. de la C.G.C. et le mammifère et l'oiseau par C.R. Harington des Musées nationaux du Canada.

[2] Colonne A: Unité 11 de la coupe A à l'est de la rivière Nelson (fig. 41, 42 et 39). Rapports non publiés d'identification d'arthropodes fossiles nos 76-16 et 78-6 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

[3] Colonne B: Unité 8 de la coupe A à l'est de la rivière Nelson (fig. 41, 42 et 39). Rapport non publié d'identification d'arthropodes fossiles nº 78-6 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

[4] Colonne C: Unités 5 et 6 des coupes des falaises Morgan (fig. 49, 50 et 39). Rapport non publié d'identification d'arthropodes fossiles nº 78-6 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

[5] Colonne D: Unité 2 de la coupe du <<U>> de la rivière Thomsen (fig. 37). Rapport non publié d'identification d'arthropodes fossiles nº 76-7 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

[6] Colonne E: Tourbe plus jeune que le Till de Baker à 3,2 km à l'est de l'embouchure de la rivière Dissection dans la rivière Thomsen. Rapport non publié d'identification d'arthropodes fossiles nº 76-12 de la C.G.C., J.V. Matthews, Jr.

* L'astérisque indique selon J.V. Matthews, Jr. de la C.G.C. des espèces qui ne vivent pas actuellement sur l'île Banks.

\+ Présent.

? Peut-être présent (identification n'est pas déciaive).

Figure 44

Coupe, sur la rive droite d'un petit cours d'eau à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson, montrant une séquence de rythmites silteuses et de sable et de gravier de la Mer Big (unité 10) surmontée d'un placage de Till de Jesse (unité 13) (cliché nº 176197 de la C.G.C.).

Section, on the right bank of a small stream east of the mouth of Nelson River, showing Big Sea silty rhythmites and deltaic sands and gravels (unit 10) overlain by a veneer of Jesse Till (unit 13) (GSC photo 176197).

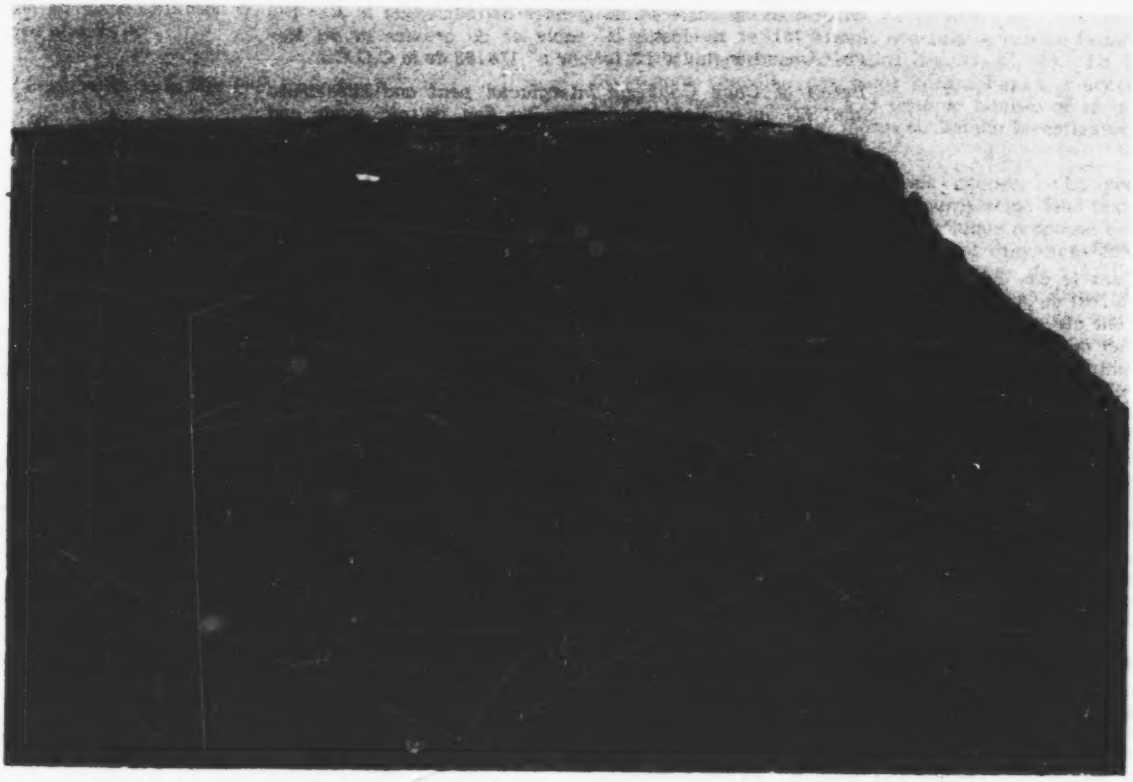


Figure 45. *Coupe dans une falaise côtière à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson montrant du sable et du gravier deltaïques de la Mer Big (unité 10), recouverts de sédiments interglaciaires de la Formation de Cape Collinson (unité 11), de sable et de gravier de la Mer Pré-Amundsen (unité 12) et du Till de Jesse (unité 13) (cliché nº 176161 de la C.G.C.).*

Section in a coastal cliff east of the mouth of Nelson River showing Big Sea deltaic sands and gravels (unit 10), overlain by Cape Collinson interglacial sediments (unit 11), Pre-Amundsen Sea sands and gravels (unit 12), and Jesse Till (unit 13) (GSC photo 176161).

Figure 46. *Détail des strates de tourbes et de silt de l'interglaciaire de Cape Collinson (unité 11) intercalées entre, en dessous du sable et du gravier deltaïques de la Mer Big (unité 10), et au-dessus du sable et du gravier de la Mer Pré-Amundsen (unité 12) (cliché n° 176163 de la C.G.C.).*

Detail of Cape Collinson interglacial peat and silt strata (unit 11) intercalated between Big Sea deltaic sands and gravels below (unit 10) and Pre-Amundsen Sea sands and gravels above (unit 12) (GSC photo 176163).

Discussion

Dans le cas de huit des dix coupes examinées dans la région à l'est de la rivière Nelson, où les sédiments décrits ci-dessus ont été observés, le Till de Jesse surmonte le sable et le gravier de la partie supérieure de l'unité 10. La séquence de rythmites surmontée de sable et de gravier fossilifères est interprétée comme ayant été mise en place au cours de la phase régressive de la Mer Big dont l'extension dans la région de l'ouest et du centre de l'île a été décrite au chapitre précédent. Dans la région à l'est de la rivière Nelson, la Mer Big aurait atteint une altitude minimale de 160 m, soit l'altitude la plus élevée où des graviers fossilifères ont été observés.

Les diverses coupes permettent de proposer la séquence suivante d'événements: le glacier responsable de la mise en place du till de l'unité 9 (Till de Kellett) est talonné au cours de son retrait par la Mer Big; suit la mise en place dans la masse d'eau de rythmites relativement épaisses; avec le relèvement isostatique, la mer se retire progressivement et du sable et du gravier sont mis en place en eau peu profonde sous forme de deltas à l'embouchure des cours d'eau. Il est intéressant de noter que dans les vallées des cours d'eau qui se déversent dans le golfe Amundsen, à l'est de la rivière Nelson, on observe encore très bien sur les photographies aériennes et sur le terrain des séquences de deltas étagés. Ce fait est remarquable puisque ces deltas ont nécessairement subi, après leur mise en place, la glaciation qui a déposé le Till de Jesse, comme en témoigne la présence du till qui surmonte le sable et le gravier deltaïques.

Unité 11 (Formation de Cape Collinson)

Description

L'unité 11, épaisse de 10 à 20 cm, a été observée uniquement dans la coupe A et dans une autre coupe sise environ à 30 m de celle-ci (fig. 46). À la base de l'unité, on trouve un lit de 2 à 5 cm d'épaisseur de débris organiques contenant du bois. La flore et la faune observées dans ces lits sont respectivement énumérées dans le tableau 3 (col. A) et le tableau 4 (col. A). La macroflore est indicatrice d'une communauté végétale vivant dans un milieu mal drainé, probablement une mare de toundra. La forme et l'étendue du lit de matières organiques le confirment d'ailleurs. L'arbuste **Betula** était présent sous forme de branches, feuilles et nucules (rapport non publié d'identification de macrorestes végétaux n° 78-6 de la Commission géologique du Canada, J.V. Matthews, Jr.). Le pourcentage de pollen de **Betula** était de 70 % du total des pollens présents, en excluant les laîches (Cyperaceae) et le **Sphagnum** alors que le pourcentage de **Salix** n'était que de 4 % (rapport pollinique non publié n° 79-6 de la Commission géologique du Canada, R.J. Mott).

Trois des échantillons de bois ont été datés au radiocarbone. Les résultats sont présentés dans l'appendice D (datations nos 54, 55 et 56). La datation de 53 100 ± 1 560 (GSC-2234-2) ne devrait pas être considérée comme un âge significatif, étant donné qu'elle se situe à la limite extrême de la gamme de datations du laboratoire de la Commission géologique du Canada. La datation de >61 000 (QL-1230), obtenue par enrichissement isotopique au laboratoire de datation dirigé par M. Stuiver de l'Université de Washington à Seattle, confirme d'ailleurs cette assertion. Plusieurs scarabées, dont trois vivant aujourd'hui dans la zone de toundra, mais à proximité de la limite des arbres, ont également été découverts dans la strate organique (tabl. 4, col. A). Une discussion sur les résultats d'analyses aux acides aminés, effectuées sur des brindilles de **Salix**, se trouve en fin de chapitre.

La partie supérieure de l'unité, épaisse de 5 à 15 cm, est constituée de silt jaunâtre et de silt argileux noirâtre. Un échantillon provenant d'un lit de silt argileux ne recelait pas de diatomées. Les silts sont plissés et faillés en plusieurs endroits.

Discussion

Une mare de toundra dans laquelle ont été mis en place les sédiments organiques datés de >61 000 ans repose sur des sédiments de la Mer Big (unité 10) qui, selon les résultats des datations aux acides aminés, prédateraient le dernier interglaciaire. Elle a été recouverte par d'autres sédiments marins (unité 12) et le Till de Jesse (unité 13). La figure 45 montre ces unités. La présence dans les sédiments organiques de scarabées qu'on retrouve aujourd'hui dans la zone de toundra à proximité de la limite des arbres (tabl. 4, col. A) et la présence dominante de **Betula** dont **Betula glandulosa** Michx et **Betula nana** L. (tabl. 3, col. A) indique que le climat était un peu plus chaud que le climat actuel. Seul **Betula glandulosa** a été observé aujourd'hui sur l'île Banks, et ce, en un seul endroit sur un versant faisant face au sud dans la vallée profonde et protégée de la rivière Masik (Vincent, 1970b, p. 1935). Le contexte stratigraphique, les résultats des datations et le type de faune et de flore portent à croire que l'unité 11 aurait été mise en place au cours d'un interglaciaire. La séquence de sédiments porte le nom de Formation de Cape Collinson du nom de la pointe de terre située un peu plus à l'est.

Unité 12 (sédiments de la Mer Pré-Amundsen)

Description

L'unité 12 a une puissance qui varie entre 1,5 et 2,7 m. Elle est constituée de gravier stratifié, généralement fin, dans une matrice silteuse et de minces lits de silt ou de sable fins (fig. 45). Quelques fragments de coquillages sont dispersés dans les divers lits.

Discussion

Les sédiments sont interprétés comme ayant été déposés dans une masse d'eau marine, probablement lors d'une transgression qui aurait précédé la mise en place du Till de Jesse (unité 13). On a donné à ces sédiments le nom de sédiments de la Mer Pré-Amundsen.

Unité 13 (Till de Jesse)

Description

Cette unité 13 de till calcareux, silto-argileux, d'environ 1 m d'épaisseur et peu rocheux affiche une couleur brune (7.5YR 4/2) lorsque humide et gris rosâtre (7.5YR 6/2) lorsque sèche (fig. 45). Les cailloux dans le till, dont plusieurs étaient striés, sont surtout d'origine sédimentaire (90 %). On a également noté la présence de roches gabbroïques (8 %) et granitiques ou gneissiques (2 %). L'orientation des cailloux dans le till indique une direction d'écoulement du glacier du sud-est vers le nord-ouest.

Discussion

Le till décrit ci-dessus affleure partout dans la région à l'est de la rivière Nelson et figure sur les cartes des formations superficielles (carte 1565A; cartes 16-1979 et 17-1979, Vincent, 1980b); il s'agit du Till de Jesse décrit au chapitre précédent. La surface du till est distinctement remaniée jusqu'à 120 m d'altitude par la Mer d'East Coast et sous 25 m d'altitude par la Mer de Schuyter Point.

Conclusion

Les sédiments des coupes décrites ci-dessus relatent probablement une des plus longues séquences d'événements quaternaires jamais découvertes en milieu continental canadien. De bas en haut on trouve cinq unités de tills (unités 1, 2, 4, 5 et 6) dont certaines sont séparées par des sédiments glacio-marins (unité 3) et probablement interstadiaires, des sédiments d'une phase marine régressive (unité 7 – Mer Post-Banks), selon toute vraisemblance immédiatement postérieure à la glaciation responsable de la mise en place du till de l'unité 6, une importante séquence de sédiments périmarins ou fluviaux de débordement interglaciaires (unité 8), un till (unité 9 – Till de Kellett), des sédiments d'une phase marine régressive immédiatement postérieure à la glaciation précédente (unité 10 – Mer Big), des sédiments organiques interglaciaires (unité 11), des sédiments d'une phase marine transgressive (unité 12 – Mer Pré-Amundsen), un autre till (unité 13 – Till de Jesse) et finalement, par l'étude du remaniement des surfaces du till de l'unité 13, deux submersions marines d'âge différent (mers d'East Coast et de Schuyter Point).

Les coupes des falaises Morgan

Introduction

À l'est de la baie Jesse, on a procédé à l'étude de 12 coupes, situées entre 72°13'40"N et 119°51'W, et 72°14'40"N et 119°44'W dans une falaise marine faisant face au détroit du Prince-de-Galles (fig. 39, 47, 48). Le Comité permanent canadien des noms géographiques a accepté de donner le nom de Morgan à la série de falaises où se trouvent les coupes, du nom d'un marin du bateau Investigator, mort en 1854.

Deux figures illustrent les coupes. La première (fig. 49), identifie les divers sédiments selon leur texture et illustre la corrélation lithostratigraphique proposée entre les coupes. D'ouest en est les coupes sont étiquetées de A à L. Les unités lithologiques sont numérotées de 1 à 11. Elle indique également: les numéros des échantillons prélevés dans les tills (app. B, C), les lits où des coquillages marins ont été prélevés, les horizons où des datations aux acides aminés ont été effectuées et où des analyses faunistiques et floristiques ont été complétées. La seconde (fig. 50) présente une coupe composite, dressée de la même façon que celle des sédiments de la région à l'est de la rivière Nelson. Suit une description des 11 unités lithologiques étudiées, en commençant par la plus vieille. La séquence des coupes a déjà été sommairement décrite (Vincent, 1978a).

Unité 1 (sédiments de la Mer Pré-Banks)

Description

L'unité 1, observée dans les coupes F, H, K et L (fig. 48), comprend des sédiments fins qui tendent à devenir plus grossiers vers le haut. Dans la coupe F, on trouve 9 m de sable fin et très fin sillonnés d'un dense réseau de failles. Dans la coupe H, 7 m d'argile silteuse massive sont surmontés de 6 m de rythmites silteuses et 6 m de rythmites de silt et de sable fin et très fin. Dans la coupe K, 17 m de silt fossilifère, d'argile silteuse et d'argile sont interstratifiés. Finalement, dans la coupe L, 7 m de sable fin fossilifère sont surmontés de 1 m de sable moyen à grossier, de 15 m de rythmites à interstratification d'argile, de silt argileux, de silt et de sable fin contenant de la glace massive et de 2 m de sable fin massif.

Des diatomées qu'on retrouve habituellement en milieu littoral ont été trouvées dans les sédiments fins des coupes H, K et L. Les fragments de diatomées trouvés semblaient, selon S. Federovich, provenir de sédiments

Figure 47. *Coupe C des falaises Morgan montrant des sédiments de la Mer Post-Banks (unité 5) surmontés de sable et de gravier de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs (unité 6), de sédiments de la Mer Pré-Thomsen (unité 7) et des tills de Kellett (unité 8) et de Jesse (unité 11). Les niches de nivation développées dans les sédiments fins de l'unité 6 sont à noter (cliché nº 176299 de la C.G.C.).*

Section C of the Morgan Bluffs showing Post-Banks Sea sediments (unit 5) overlain by Morgan Bluffs Interglacial sands and gravels (unit 6), Pre-Thomsen Sea sediments (unit 7) and Kellett (unit 8) and Jesse (unit 11) tills. Note the nivation hollows developed in the fine grained sediments of unit 6 (GSC photo 176299).

Figure 48. *Coupe L des falaises Morgan montrant des sédiments de la Mer Pré-Banks (unité 1) surmontés des tills des unités 2 et 4 et de rythmites de la Mer Post-Banks (unité 5) (cliché nº 176345 de la C.G.C.).*

Section L of the Morgan Bluffs showing Pre-Banks Sea sediments (unit 1) overlain by tills of units 2 and 4 and by Post-Banks Sea rhythmites (unit 5) (GSC photo 176345).

remaniés "d'âge pré-Pléistocène". On a également noté la présence de tiges de mousse (rapport pollinique non publié nº 78-3 de la Commission géologique du Canada, R.J. Mott) dans les sédiments de la coupe K. Les coquillages suivants, provenant des coupes K et L, ont été identifiés par I. Lubinsky: **Portlandia arctica** (Gray), **Astarte borealis** (Schumacher) et **Astarte (Nicania).**

Discussion

La séquence décrite ci-dessus a sans aucun doute été mise en place en eau marine, probablement au cours d'une transgression qui aurait précédé une avancée glaciaire. On a donné le nom de Mer Pré-Banks à la masse d'eau.

Unité 2 (till apparenté au Till de Bernard?)

Description

L'unité 2, observée dans les coupes F, G, H et L (fig. 48), est un till calcareux, sablo-silteux, de 4 à 5 m d'épaisseur, assez rocheux et de couleur brun-gris très foncé (10YR 3/2). La présence de nombreux lits de sables fins de couleur pâle, généralement minces, mais pouvant atteindre jusqu'à 10 cm d'épaisseur le caractérise. Les cailloux dans le till sont surtout d'origine sédimentaire (95 %), mais on a également noté la présence de roches gabbroïques (2 %) et granitiques (3 %). Le contact avec les sédiments marins sous-jacents est habituellement brusque. La figure 51 montre une coupe dans ce till.

Unité 3 (sédiments marins ou glacio-marins?)

Description

L'unité 3 observée uniquement dans la coupe H, est constituée de sable stratifié fin et moyen, jaunâtre, de 1,25 m de puissance, surmonté d'un lit d'une dizaine de centimètres de gravier fin. Cette unité sépare, dans la coupe H, les tills des unités 2 et 4 qui d'ailleurs reposent directement l'un sur l'autre (fig. 51).

Unité 4 (till apparenté au Till de Bernard?)

Description

L'unité 4, observée dans les coupes F, G, H et L (fig. 48), est un till calcareux, sablo-silteux, de 0,5 à 1,5 m d'épaisseur, assez rocheux et de couleur brun jaunâtre pâle (10YR 6/4). La couleur presque orangée, frappante sur le terrain, caractérise ce till. Les cailloux dans le till sont d'origine sédimentaire avec de rares éléments granitiques (1 %). Sauf dans la coupe H, le contact avec le till de l'unité 2 est brusque comme en témoigne la figure 51.

Discussion générale sur les unités 2, 3 et 4

Les tills 2 et 4 sont, sauf pour la couleur, fort semblables. Il est impossible de savoir si leur mise en place a eu lieu au cours d'un seul événement glaciaire ou bien au cours de deux événements distincts. La présence de l'unité 3, d'origine probablement marine ou glacio-marine, entre les deux tills dans la coupe H et le contact abrupt entre les tills lorsqu'ils reposent l'un sur l'autre (fig. 51) pourraient porter à opter pour la seconde hypothèse. Selon toute probabilité, l'un ou l'autre (sinon les deux) des tills est apparenté au Till de Bernard, décrit au chapitre précédent.

Unité 5 (sédiments de la Mer Post-Banks)

Description

Cette unité observée dans les coupes A, B, C, G, J et L se compose principalement de rythmites dont les sédiments deviennent de plus en plus grossiers vers le haut. Les coupes C, J et L (fig. 47 et 48) offrent les séquences les plus complètes.

Dans la partie inférieure de l'unité 5, dans la coupe C, on observe environ 3 m de rythmites de silt, argile et sable fin dont la base, constituée de sédiments plus fins, a été mise en place dans un milieu réducteur. D'abondants petits coquillages très friables, identifiés comme **Astarte** par M.F.I. Smith, des Musées nationaux du Canada, sont présents dans les sédiments plus fins. Les valves de plusieurs spécimens, bien que rattachées l'une à l'autre, n'étaient pas disposées en position de vie. La figure 52 montre les rythmites où les coquillages ont été prélevés. Un échantillon prélevé dans un lit argileux a révélé la présence de diatomées qu'on trouve en milieu marin. La partie supérieure, de 4 m de puissance, est constituée de rythmites de sable fin à moyen et de silt.

Dans la coupe J, 25 m de rythmites constituées de silt avec des lits de sable fin sont surmontées d'une séquence de 6 m de sable fin à moyen dans lesquels un lit de 20 cm d'argile et quelques poches d'argile silteuse ont été observés. On a découvert une valve de mollusque dans ces sables. Outre de petites brindilles disséminées dans la partie inférieure des rythmites, deux couches de tourbe ont été découvertes. Des mousses et des fragments d'**Equisetum** ont été identifiés dans la couche de tourbe supérieure (rapport non publié d'identification de macrorestes végétaux nº 76-6 de la Commission géologique du Canada, J.V. Matthews, Jr.), ainsi que des morceaux de bois de **Salix** sur lesquels on trouvait encore de l'écorce (rapport d'identification de bois non publié, nº 77-31, de la Commission géologique du Canada, L.D. Farley-Gill). Des branches comprimées de **Salix** et deux fragments lignifiés de conifères non identifiés ont également été découverts dans des débris organiques prélevés dans les sables supérieurs (rapport d'identification de bois non publié, nº 78-41, de la Commission géologique du Canada, R.J. Mott).

Dans la coupe L, 19 m de rythmites de sable fin et moyen, jaunâtre, et de silt argileux sont surmontés d'un diamicton de 1 m d'épaisseur qui semblait être des colluvions, de 50 cm de blocs formant un dallage, et de 4,5 m de sable fin à moyen, massif, avec quelques passages de silt et de gravier fin. On a identifié des fragments de bois découverts dans les rythmites comme étant des branches intactes de **Salix** sur lesquelles on trouvait encore de l'écorce et des fragments de conifères très lignifiés identifiés comme **Larix** et **Abies** et (ou) **Thuya** (rapport d'identification de bois non publié, nº 77-30, de la Commission géologique du Canada, L.D. Farley-Gill). Aucune diatomée n'a été découverte dans un échantillon provenant d'un lit d'argile silteuse dans les rythmites.

Discussion

L'interprétation des différents sédiments décrits ci-dessus établit leur mise en place au cours d'une phase marine régressive. La mer nommée Mer Post-Banks a vraisemblablement existé postérieurement à la glaciation qui a laissé le till de l'unité 4. Avec le relèvement isostatique, la mer s'est retirée en laissant derrière elle des sédiments de plus en plus grossiers à mesure que l'eau devenait de moins en moins profonde. Cette séquence est bien illustrée dans la coupe C. Avec la mise en place de l'unité 6 décrite ci-dessous, le milieu est devenu subaérien.

La présence des sédiments organiques dans les coupes J et L est problématique en raison du fait qu'on les trouve dans des sédiments d'origine distinctement marine. Le bois lignifié retrouvé dans la partie supérieure de l'unité 5 de la coupe J et dans la coupe L est fort probablement allochtone. Il s'agit peut-être de bois tertiaire (formations de Beaufort ou d'Eureka Sound) transporté par des cours d'eau ou flotté par la mer et mis en place avec les tourbes contenant des fragments de **Salix** qui, elles, semblent autochtones. Il se peut que les sédiments des coupes J et L représentent une

sédimentation dans un milieu d'eau très peu profonde (zone intertidale) où des tourbes auraient pu croître lorsque des fluctuations mineures du niveau de la mer étaient responsables d'un retour périodique à un milieu subaérien. La présence dans la coupe L d'un diamicton, qui pourrait être des colluvions, et d'un dallage de blocs indique d'ailleurs le retour en milieu subaérien à l'intérieur de la séquence essentiellement marine.

Unité 6 (Formation de Morgan Bluffs)

Description

L'unité 6, d'une puissance variant de 2 à 21 m, a été observée dans les coupes B à H (fig. 47) et probablement dans la coupe I où elle atteindrait 48 m d'épaisseur. Les sédiments sont semblables dans toutes les coupes. À la base, on trouve du sable et du gravier interstratifiés avec des lits de sable. Vers le haut, les lits de sable disparaissent pour céder la place uniquement au sable et au gravier. Il s'agit d'un gravier fin à grossier et luisant comme s'il avait été bien roulé. Toutes les dimensions de sable sont représentées dans la matrice. Les lits de gravier sont le plus souvent horizontaux, mais des lits entrecroisés et des structures de chenaux ont été observés. Quelques mesures de l'attitude des structures sédimentaires ainsi que l'examen de l'imbrication du gravier indiquent une mise en place par un courant fluvial s'écoulant de la terre ferme vers le bras de mer actuel.

Des lits de bois, de tourbe et de tourbe contenant du bois, interstratifiés dans le sable et le gravier, ont été observés dans toutes les coupes et à tous les niveaux dans l'unité. Le bois et la tourbe étaient souvent comprimés et associés à des lits de gravier nettement oxydé (fig. 53). La description de la flore et la faune observées dans ces lits apparaît respectivement dans les tableaux 3 (col. C) et 4 (col. C). La flore, sous forme de pollens ou de macrorestes, indique un environnement de toundra semblable à celui d'aujourd'hui. On a identifié trois espèces de scarabées qui vivent aujourd'hui dans la toundra, mais à proximité de la limite des arbres. Les résultats d'analyses aux acides aminés, effectuées sur les brindilles de **Salix**, sont discutés à la fin du chapitre.

Figure 51. *Vue du contact entre les tills des unités 2 et 4 de la coupe F des falaises Morgan (cliché n° 176324 de la C.G.C.).*

View of contact between tills of units 2 and 4 in section F of the Morgan Bluffs (GSC photo 176324).

Figure 52. *Détail des rythmites de la Mer Post-Banks (unité 5) de la coupe C des falaises Morgan. Les lits sont constitués de sable, silt et argile interstratifiés. Les rides de plages dans la strate de sable au niveau du poignard qui sert d'échelle sont à noter (cliché n° 176307 de la C.G.C.).*

Detail of Post-Banks Sea rhythmites (unit 5) in section C of the Morgan Bluffs. Beds are interstratified sands, silts and clays. Note the ripples in the sand strata indicated by the knife used for scale (GSC photo 176307).

Aucune corrélation certaine n'a pu être établie entre la séquence de sable et de gravier à la base de la coupe I et celle de l'unité 6 à cause de l'absence des strates repères que représentent les tills des unités 2, 4 et 8. Le gravier semble cependant être le même et la corrélation est provisoirement proposée. Au sommet de la séquence de 48 m de gravier, on a découvert un lit de tourbe dans lequel cinq espèces de scarabées qui vivent aujourd'hui dans la toundra, à proximité de la limite des arbres, ont été identifiées (rapport non publié d'identification d'arthropodes n° 78-6 de la Commission géologique du Canada, J.V. Matthews, Jr.), d'abondants macrorestes de **Betula** (rapport non publié d'identification de macrorestes végétaux n° 78-6 de la Commission géologique du Canada, J.V. Matthews, Jr.) ainsi que de nombreux ossements du lemming **Dicrostonyx torquatus** et d'un lagopède dont l'espèce n'a pu être déterminée (communication écrite C.R. Harington, 1978). La découverte de l'ossement d'oiseau présente un intérêt particulier puisqu'il s'agit de la seconde fois seulement, selon C.R. Harington, qu'un tel oiseau est découvert dans des sédiments pléistocènes de l'archipel Arctique canadien.

Discussion

Le sable et le gravier sont interprétés comme ayant été mis en place dans un réseau fluvial où des fluctuations du niveau de la mer contrôlaient l'aggradation et la dégradation, donc dans un milieu périmarin. Le climat indiqué par la végétation et la faune était un peu plus chaud qu'il ne l'est aujourd'hui. On considère donc la séquence comme étant probablement interglaciaire et représentant une longue période de sédimentation terrestre entre l'épisode de la Mer Post-Banks (unité 5), postérieur à la mise en place du till de l'unité 4, et l'épisode marin de la Mer Pré-Thomsen (unité 7), antérieur à la mise en place du till de l'unité 8. La séquence de sédiments est nommée Formation de Morgan Bluffs du nom des falaises où elle a été observée. Ces sédiments correspondent à ceux de l'unité 8 des coupes à l'est de la rivière Nelson.

Unité 7 (sédiments de la Mer Pré-Thomsen)

Description

L'unité 7, reconnue dans les coupes C à H (fig. 44), est selon toute probabilité également présente dans la coupe I. La figure 49 donne une indication des divers sédiments de l'unité. Généralement, il y a une tendance pour les sédiments à devenir initialement plus fins vers le haut, puis à redevenir plus grossiers à proximité du sommet de l'unité. Sauf pour les sédiments plus fins (argile et silt) qui sont massifs et les sédiments plus grossiers (sable et gravier) qui sont faiblement stratifiés, la séquence est constituée de rythmites de silt et de sable fin. Quelques coquillages très friables ont été prélevés dans du silt argileux de l'unité 7 dans la coupe F. Dans la coupe G, une importante séquence de 7 m de puissance montre une interstratification complexe du silt et du sable fin de l'unité 7 avec le till de l'unité 8. Quatre échantillons provenant de lits plus fins ont été examinés afin de découvrir des diatomées. S. Federovich a identifié ces dernières dans un seul échantillon et les interprète comme étant probablement représentatives d'un milieu marin.

Discussion

Les sédiments de l'unité 7 sont interprétés comme ayant été mis en place dans une masse d'eau marine qui a recouvert la région immédiatement avant l'avancée glaciaire responsable de la mise en place du till de l'unité 8. Les sédiments de la base de l'unité, qui deviennent plus fins vers le haut, enregistrent une transgression marine liée à l'affaissement de la région côtière, elle-même liée à l'avancée du glacier. Le retour vers des sédiments plus grossiers marque sans doute la proximité du glacier immédiatement avant l'englaciation. Les sédiments glaciaires et marins interstratifiés de la coupe G montrent d'ailleurs l'interaction entre le glacier et la mer dans un milieu glacio-marin. La masse d'eau marine en question a été nommée Mer Pré-Thomsen.

Unité 8 (Till de Kellett)

Description

Cette unité de till, calcareux et argileux, assez rocheux et de couleur gris-brun très foncé (10YR 3/2) (fig. 54) observée dans les coupes C à H, J et L (fig. 47), mesure de 1 à 5 m d'épaisseur. Les cailloux dans le till, dont plusieurs étaient striés, sont surtout d'origine sédimentaire (95 %). Des roches gabbroïques (5 %) ont également été comptées, mais on n'a observé aucune roche granitique dans trois comptages de 100 cailloux. L'orientation des cailloux dans le till indique une direction d'écoulement du glacier de l'est-nord-est vers l'ouest-sud-ouest. Le contact avec les sédiments marins sous-jacents est habituellement abrupt sauf dans la coupe G où il y a interstratification des sédiments. Dans les coupes E, F et G, la partie supérieure du till est interstratifiée avec les sédiments fins marins sus-jacents.

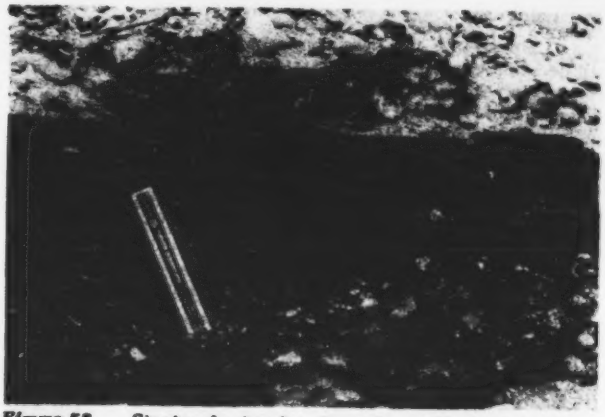


Figure 53. *Strate de tourbe dans du sable et du gravier probablement périmarins, de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs (unité 6) de la coupe C des falaises Morgan (cliché nº 176301 de la C.G.C.).*

Peat strata in probably perimarine sands and gravels of the Morgan Bluffs Interglacial (unit 6) in section C of the Morgan Bluffs (GSC photo 176301).

Figure 54. *Vue du contact entre le Till de Kellett (unité 8) et des rythmites silteuses de la Mer Big (unité 9) dans la coupe D des falaises Morgan (cliché nº 176312 de la C.G.C.).*

View of the contact between Kellett Till (unit 8) and Big Sea silty rhythmites (unit 10) in section D of the Morgan Bluffs (GSC photo 176312).

Discussion

La présence à la base comme au sommet de la nappe de till de sédiments marins interstratifiés indique que l'avancée, comme le retrait du glacier, s'est effectuée au contact d'une masse d'eau. À cause de sa position stratigraphique, sous les sédiments de la Mer Big, le till de cette séquence est associé au Till de Kellett décrit au chapitre précédent.

Unité 9 (gravier fluvio-glaciaire?)

Description

Dans les coupes E et J, du sable et du gravier respectivement de 23 m et 4 m d'épaisseur séparent le till de l'unité 8 du till de l'unité 11. Dans la coupe I, 2,5 m de sable et de gravier reposent sous le till de l'unité 11 et sur des sédiments probablement mis en place dans la Mer Pré-Thomsen. Le sable et le gravier sont non fossilifères, stratifiés et bien triés. Plusieurs des cailloux sont nettement striés.

Discussion

Étant donné sa position stratigraphique, le gravier pourrait représenter le faciès deltaïque des sédiments de la Mer Big (unité 10). L'absence de fossiles ainsi que le fait que ce gravier ne repose dans aucune des trois coupes sur les rythmites fines, tendent à écarter cette hypothèse. Il se peut que le sable et le gravier soient d'origine fluvio-glaciaire et qu'ils aient été mis en place lors du retrait du glacier qui a laissé le till de l'unité 8. Il est également possible, bien que moins probable, que leur mise en place ait eu lieu au moment de la progression du glacier qui a laissé le till de l'unité 11.

Unité 10 (sédiments de la Mer Big)

Description

L'unité 10, présente dans les coupes D et F à H, mesure entre 4 et 33 m d'épaisseur. Les sédiments sont des rythmites de silt grisâtre avec des lits de sable fin et d'argile silteuse. À la base de la séquence, les rythmites sont généralement plus grossières comme en témoigne la présence de lits de sable et de gravier fin (fig. 54). On a fréquemment noté la présence de denses réseaux de cassures et de plis dans le silt. Le rejet habituellement vertical excède rarement quelques centimètres. Aucune matière organique et aucun coquillage n'a été observé dans l'unité.

Discussion

La séquence est interprétée comme étant d'origine marine et associée à la phase régressive de la Mer Big. Du sable et du gravier fossilifères ne recouvrent pas, dans la région des coupes de falaises Morgan, les sédiments fins rythmés comme c'était le cas dans la région à l'est de la rivière Nelson et ailleurs sur la côte est, entre les rivières Nelson et Parker (fig. 39). L'absence de sable et de gravier dans les coupes des falaises Morgan est liée au fait qu'aucune vallée, où des sédiments grossiers auraient pu être transportés et mis en place dans un estuaire sous forme de delta, ne se situe au nord des coupes. Si on longe la côte à partir des falaises Morgan vers le nord-est, le gravier deltaïque fossilifère de la Mer Big réapparaît sur les rythmites et sous le Till de Jesse (unité 11).

Unité 11 (Till de Jesse)

Description

L'unité 11 coiffe le sommet de toutes les coupes. Il s'agit d'un till calcareux, silto-argileux, assez rocheux, de couleur gris rosâtre (7.5YR 6/2) lorsque sec et d'environ 2 m d'épaisseur (fig. 47).

Discussion

Le till décrit ci-dessus affleure partout dans la région aux environs des falaises Morgan. Il figure sur les cartes des formations superficielles (carte 1565A; cartes 16-1979 et 17-1979, Vincent, 1980b) et est décrit au chapitre précédent comme étant le Till de Jesse. Les mers d'East Coast et de Schuyter Point ont distinctement remanié la surface du Till de Jesse.

Conclusion

Comme les coupes de la région à l'est de la rivière Nelson, les coupes des falaises Morgan relatent une longue séquence d'événements quaternaires. De bas en haut, des sédiments d'une phase transgressive marine (unité 1 – Mer Pré-Banks) sont surmontés de deux tills (unités 2 et 4) séparés par des sédiments probablement glacio-marins (unité 3), d'une séquence régressive marine (unité 5 – Mer Post-Banks) postérieure à la mise en place du till de l'unité 4, d'une séquence fluviale terrestre (unité 6) de nature interglaciaire, d'une séquence marine transgressive (unité 7 – Mer Pré-Thomsen) antérieure aux sédiments glaciaires des unités 8 (Till de Kellett) et 9 (sédiments fluvio-glaciaires), de sédiments marins régressifs postérieurs à la mise en place du till de l'unité 8 (unité 10 – Mer Big), du Till de Jesse (unité 11), et finalement, suite à l'étude du remaniement des surfaces du till de l'unité 11, par deux submersions marines d'âge différent (mers d'East Coast et de Schuyter Point).

Les coupes des falaises Morgan sont exceptionnelles, non seulement à cause des multiples événements qui y sont enregistrés, mais aussi parce qu'elles illustrent les liens étroits qui existent entre le retrait et l'avancée d'un glacier, la dépression et le relèvement isostatiques, et les fluctuations des niveaux marins.

Les coupes des falaises marines de la côte ouest

Introduction

Les coupes dans les falaises marines situées le long du littoral à l'ouest de Sachs Harbour et aux environs de la pointe Worth ont été découvertes et minutieusement décrites par J.G. Fyles (notes de terrain, non publiées, de 1959). Aucune tentative d'interprétation des sédiments ou des coupes n'a cependant été effectuée. En 1969, Kuc (1970a, 1973a et 1974b) a étudié la séquence de sédiments organiques de la pointe Worth.

À partir des notes de terrain de Fyles et d'observations personnelles limitées, les figures 55 et 56 ont été dressées. La figure 55 présente deux coupes composites, l'une des sédiments des falaises marines de la pointe Worth, l'autre des sédiments des falaises marines de la région à l'ouest de Sachs Harbour, connue sous le nom des falaises Duck Hawk. Ces deux coupes composites sont lithostratigraphiquement raccordées l'une à l'autre. La coupe composite à la figure 56 réunie les unités des coupes des falaises Duck Hawk et de la pointe Worth.

Les coupes des falaises Duck Hawk

Introduction

Ces coupes, situées sur la côte de la baie Thesiger entre 71°57'30"N et 125°49'30"W, et 71°58'N et 125°36'W, ont été décrites en premier par J.G. Fyles (notes de terrain non publiées de 1959). La coupe des falaises Duck Hawk (fig. 57) est une coupe composite établie à partir des notes de terrain de Fyles et des quelques observations originales de l'auteur du présent document. Une étude détaillée des coupes a été entreprise en 1981 par Serge Occhietti et l'auteur et fera l'objet de publications ultérieures.

Unités 1 et 2 (formations de Beaufort et de Kanguk)

Les sédiments quaternaires reposent sur des sédiments fins, surtout du silt, de la Formation de Kanguk (unité 1) et (ou) sur du sable et du gravier de la Formation de Beaufort (unité 2) contenant des quantités appréciables de bois et autres macrorestes végétaux (Hills et al., 1974 et Hills, 1975).

Unité 3 (Formation de Worth Point)

Description. L'unité 3 non différenciée, d'environ 12 m d'épaisseur, repose entre des sédiments qui font distinctement partie de la Formation de Beaufort (unité 2) et les dépôts marins (unité 4). Elle se compose surtout de sable contenant du gravier, des lits de silt et des horizons de matière organique. L'unité est souvent oxydée.

Discussion. La genèse de ces sédiments n'a pas encore été établie et aucune étude de la faune ou de la flore n'a été complétée. Il se peut que les sédiments de l'unité 3 soient préglaciaires, c'est-à-dire qu'ils aient été mis en place au cours de la période entre le Miocène et probablement la première englaciation de l'île Banks marquée par les sédiments marins et le till stratigraphiquement plus élevés. Ces sédiments sont attribués, avec les sédiments organiques des coupes de la pointe Worth (unité 4), à la Formation de Worth Point.

Unité 4 (sédiments de la Mer Pré-Banks)

Description. Il s'agit d'une séquence d'une puissance d'environ 2 m d'argile silteuse et de silt argileux fossilifères.

Discussion. La mise en place des sédiments marins de cette unité pourrait avoir eu lieu au cours d'une transgression marine, nommée Mer Pré-Banks, antérieure à l'englaciation marquée par le till immédiatement sus-jacent.

Unité 5 (Till de Bernard)

Description. L'unité 5 est un till massif, silto-argileux, noirâtre, très peu calcareux, et contenant peu d'éléments grossiers (app. B). De nombreux cailloux sont striés et la mesure de l'orientation de 25 galets indique une direction d'écoulement du glacier du sud-est vers le nord-ouest. De nombreuses structures de déformation glaciotectonique ont été observées au contact du till et des sédiments sous-jacents.

À un endroit, de nombreux troncs d'arbres de 3 à 6 cm de diamètre et de plus de 1 m de longueur ainsi que des brindilles sont incorporés au till gelé. Les troncs aux anneaux de croissance très fins ont été identifiés comme étant Picea (rapport d'identification de bois non publié, nº 77-26, de la Commission géologique du Canada, R.J. Mott). L'importance de la lignification des troncs est différente du bois de la Formation de Beaufort et s'apparente à celle observée dans le bois de l'unité 4 des coupes de la pointe Worth.

Discussion. Le till de l'unité 5 est le Till de Bernard qui recouvre de grandes étendues du secteur ouest de l'île Banks (voir chapitre précédent).

Unité 6 (sédiments de la Mer Post-Banks)

Description. Cette unité présente une séquence de rythmites pouvant atteindre 9 m d'épaisseur. Celles-ci, constituées surtout de silt à la base, deviennent plus grossières vers le haut où des lits de silt et de sable sont interstratifiés.

Discussion. Les sédiments de cette unité enregistrent sans doute une phase marine régressive postérieure à la mise en place du Till de Bernard. Les sédiments sont attribués à la Mer Post-Banks.

Unité 7 (sédiments non différenciés)

Description. Les sédiments de cette unité n'ont pas été différenciés. Ils varient d'une coupe à l'autre et sont constitués surtout de colluvions, de sable et de gravier, de silt et de sédiments organiques peut-être interglaciaires, disséminés ici et là. Un âge radiocarbone de >40 600 (GSC-238) a été obtenu pour les sédiments tourbeux prélevés au-dessus du Till de Bernard (app. D, datation nº 60).

Discussion. Il est présentement difficile d'établir la genèse des sédiments qui forment l'unité supérieure des coupes des falaises Duck Hawk. Il est certain qu'une bonne partie des sédiments sont des colluvions. Le tracé de la ligne maximale de submersion de la Mer Big démontre également que la région au nord de la baie Thesiger (carte 1565A; Vincent, 1980b) a été submergée à un moment donné. Une partie des sédiments de l'unité 7 ont probablement été mis en place ou du moins résultent du remaniement par la mer de dépôts plus anciens.

Conclusion

Les coupes des falaises Duck Hawk sont complexes. On y trouve des sédiments non différenciés recelant de la matière organique et dont l'âge n'a pu être défini (unité 3), surmontés de sédiments qui marquent une transgression marine (unité 4 – Mer Pré-Banks), des dépôts de Till de Bernard (unité 5), des sédiments d'une phase marine régressive (unité 6 – Mer Post-Banks) et d'autres dépôts non différenciés (unité 7) dont certains sont probablement associés à la submersion de la Mer Big.

Étant donné que ces coupes enregistrent des séquences d'événements qui sont parmi les plus vieux retrouvés sur l'île Banks, une étude plus approfondie s'impose. Le fait qu'il est possible que l'unité 4 enregistre des conditions climatiques préglaciaires sur l'île Banks rend cette mesure d'autant plus importante.

Les coupes de la pointe Worth

Introduction

Les coupes situées sur la côte ouest entre 72°13'30"N et 125°40'20"W, et 72°15'30"N et 125°40'W ont été étudiées en premier par J.G. Fyles (notes de terrain, non publiées, de 1959), puis plus tard en 1969 par Kuc (1970a, 1973a et 1974b). La coupe de la pointe Worth (fig. 55) est une coupe établie à partir des notes de terrain de Fyles, des travaux de Kuc et des observations recueillies par l'auteur du présent document.

Bien que Kuc ait étudié en détail l'unité 4 décrite plus loin, la lithostratigraphie des autres unités présentes n'a pas encore été établie de façon adéquate. Il est, par exemple, impossible d'affirmer de façon catégorique si une ou deux nappes de till sont présentes dans la séquence et si ces nappes reposent au-dessus ou en dessous de l'importante séquence de matière organique dont se compose l'unité 4. Les difficultés rencontrées dans l'établissement de la lithostratigraphie proviennent surtout du fait que plusieurs glissements anciens et contemporains ont affecté les coupes.

Unités 1 et 2 (formations de Beaufort et de Kanguk)

Description. Une bonne partie des dépôts quaternaires des coupes de la pointe Worth ont été préservés dans une dépression ayant la forme d'une vallée entaillée dans du silt de la Formation de Kanguk et non dans "des grès de la

Formation d'Eureka Sound" comme l'affirme Kuc (1974b). En quelques endroits, surtout dans le cas des coupes les plus septentrionales, du sable et du gravier de la Formation de Beaufort s'interposent probablement entre la Formation de Kanguk et les sédiments quaternaires.

Unités 3 et 5 (Till de Bernard)

Description. Comme l'indique la figure 55, on trouve un diamicton au-dessous (unité 3) et clairement du till au-dessus (unité 5) des sédiments organiques de l'unité 4. Il s'agit de deux dépôts fort semblables, soit massifs, silto-argileux, noirâtre, très peu calcareux et à faible contenu d'éléments grossiers (app. B). Des déformations et structures glacio-tectoniques observées au contact des unités 4 et 5 indiquent que le glacier, responsable de la mise en place du till de l'unité 5, a "labouré" les sédiments de l'unité 4. Par exemple, à un endroit, des sédiments organiques sont incorporés à la base du till le long de ce qui semble être des plans de cisaillement.

Discussion. La présence du till de l'unité 5 au-dessus des sédiments organiques de l'unité 4 est certaine. Ce till ressemble beaucoup à celui présent dans les coupes des falaises Duck Hawk, à une trentaine de kilomètres plus au sud et il est considéré comme étant le Till de Bernard. L'existence d'un till (unité 3) en position stratigraphique certaine sous les sédiments organiques de l'unité 4 est douteuse. On a certes observé le diamicton qui est en tous points fort semblable au till de l'unité 5 sous les sédiments organiques et au-dessus du silt de la Formation de Kanguk. Il se peut cependant que cette séquence stratigraphique apparente résulte de glissements. Avant de résoudre le problème, une étude qui établirait de façon certaine la lithostratigraphie est nécessaire.

Unité 4 (Formation de Worth Point)

Description. L'unité 4 est constituée d'une séquence complexe de plusieurs mètres d'épaisseur de tourbe contenant du bois. La composition floristique des divers lits de tourbes a été minutieusement étudiée par Kuc, et les commentaires qui suivent proviennent du rapport de ce dernier. Kuc (1974b) considère que la flore est indicatrice d'une forêt ouverte en zone de toundra subarctique où un pergélisol existait. Selon lui, la végétation s'apparentait à celle de la région nord actuelle de la forêt boréale. Des mélèzes (**Larix laricina**) recouvraient de façon discontinue la région et un dense tapis d'arbustes tels que **Alnus crispa, Betula glandulosa, Salix niphoclada, Empetrum nigrum, Ledum decumbens** et **Vaccinium uliginosum** et des plantes herbacées telles que des **Carex, Equisetum arvense, Pyrola grandiflora** et **Ranunculus lapponicus** recouvraient le sol.

Quatre datations au radiocarbone ont été effectuées sur des fragments de bois et de la tourbe provenant de l'unité 4 (app. D, datations n^{os} 63 à 66). Dans tous les cas, les âges fournis sont non significatifs.

Discussion. Les études paléoécologiques de Kuc montrent que le climat qui existait lors de la mise en place des sédiments organiques était beaucoup plus chaud que maintenant. La séquence décrite ci-dessus est peut-être interglaciaire, comme le suggère Kuc (1974b). Il ne faut cependant pas écarter la possibilité que les lits organiques de la pointe Worth (unité 4) soient préglaciaires, c'est-à-dire que leur mise en place ait eu lieu avant que l'île Banks n'ait été englacée pour une première fois. Le nom de Formation de Worth Point est donné à cette importante unité lithostratigraphique.

Unité 6 (sédiments non différenciés)

Description. Les sédiments de cette unité n'ont pas été différenciés. Ils varient d'une coupe à l'autre et se composent surtout de colluvions, de sable et de gravier souvent épais, de silt et de sédiments organiques disséminés ici et là. Deux âges radiocarbone non significatifs ont été obtenus sur des sédiments tourbeux non comprimés qui surmontent les sédiments de l'unité 4 et du silt, et sont sous-jacents à ces colluvions (app. D, datations n^{os} 61 et 62).

Discussion. Les mêmes commentaires que pour l'unité 7 des coupes des falaises Duck Hawk sont valables. Une partie des sédiments de l'unité 7 ont probablement été mis en place dans la Mer Big ou du moins résulte du remaniement par cette mer des dépôts plus anciens.

Conclusion

Avant de pouvoir comprendre réellement l'importance de la séquence de sédiments de la pointe Worth, il est nécessaire d'étudier à nouveau les coupes afin d'établir définitivement la lithostratigraphie. À cause du mauvais état des coupes et de la présence de glissements, ce travail n'a pas encore été fait de façon satisfaisante. Plusieurs questions restent sans réponses: Est-ce qu'il y a un till sous les sédiments organiques de l'unité 4?; la séquence de sédiments organiques est-elle interglaciaire ou préglaciaire?; les événements marins correspondant à ceux enregistrés dans les coupes des falaises Duck Hawk se retrouvent-ils dans les coupes de la pointe Worth?

Conclusion

Il est probable que les sédiments qui se trouvent dans ces coupes comptent parmi les plus vieux sédiments quaternaires découverts jusqu'à maintenant dans l'Arctique canadien. Des études plus détaillées qui permettraient de raccorder ces coupes avec celles de la région à l'est de la rivière Nelson et à l'est de la baie Jesse sont essentielles. Une telle tentative de corrélation stratigraphique est proposée plus loin, mais cette dernière ne peut être que préliminaire étant donné la pénurie de données.

Description sommaire d'autres coupes importantes

Introduction

La figure 39 indique la localisation de coupes qui enregistrent les principaux événements glaciaires et marins de l'île Banks. Plusieurs coupes complètent les trois principales séquences décrites plus haut. Ces coupes seront brièvement décrites.

Coupe sur la rive droite de la rivière Thomsen

Une coupe (fig. 57, coupe B), sise sur la rive droite de la rivière Thomsen (73°05'30"N et 119°30'45"W) dans la région où la rivière décrit un "U" et à approximativement 9 km à l'ouest de la limite ouest de la nappe de Till de Jesse, montre 9 m de till silto-argileux surmontés de 10 m de sable stratifié d'origine probablement fluviale et de 1 m de till sablonneux. D'autres coupes aux environs indiquent que le till inférieur repose sur des sédiments de la Formation de Christopher et que le till supérieur est surmonté de rythmites de la Mer Big et (ou) du Lac glaciaire Ivitaruk, elles-mêmes entaillées par les eaux de fonte proglaciaires du glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse.

Le till inférieur est interprété comme étant le Till de Bernard et le till supérieur, le Till de Baker qui affleure ailleurs dans la région. La flore et la faune fossiles contenues dans des sédiments organiques non détritiques, prélevés dans le sable entre les tills, sont décrites dans la colonne D des tableaux 3 et 4. La présence de cinq espèces

de scarabées et de macrorestes de trois espèces végétales ne vivant probablement pas aujourd'hui sur l'île Banks indique que le climat était un peu plus chaud que le climat actuel. Il est probable que le sable de l'unité 2 se raccorde stratigraphiquement aux sédiments de la Formation de Morgan Bluffs (fig. 50, unité 6).

Coupe sur la rive gauche de la rivière "Ivitaruk"

Une coupe (fig. 57, coupe A), sur la rive gauche de la rivière "Ivitaruk" (73°21'45"N et 120°14'10"W) à 17 km à vol d'oiseau de son embouchure dans la rivière Thomsen, montre 4 m de till noirâtre à matrice fine surmontés de 25 m de sable et de gravier fluviatiles ou fluvio-glaciaires, d'un horizon de 10 cm de sédiments organiques fins disséminés dans les sables et graviers, de 4 m de sable fin et de 19 m de till d'ablation sablonneux.

Le till inférieur est interprété comme étant le Till de Bernard, et le till supérieur, le Till de Baker. L'horizon organique, entre le sable et le gravier de l'unité 2 et le sable de l'unité 3, a nettement l'allure d'un paléosol. Aucune étude détaillée de la flore ou de la faune n'a été entreprise. Une analyse pollinique (rapport pollinique non publié, nº 75-7, de la Commission géologique du Canada, R.J. Mott) n'a révélé que la présence de pollens d'âge préquaternaire et d'abondants pollens de Cyperaceae d'âge pléistocène. Étant donné leur position stratigraphique, il est probable que les sédiments entre les deux tills se raccordent stratigraphiquement aux sédiments de la Formation de Morgan Bluffs (fig. 50, unité 6).

Coupe dans une falaise marine à 25 km au sud de la baie Jesse

Une coupe (fig. 57, coupe C), dans une falaise marine à 25 km au sud de la baie Jesse (72°01'N et 120°19'W), montre 6 m de till silto-argileux reposant sur du sable de la Formation d'Isachsen, surmontés de 2 m de rythmites silteuses grisâtres et de 2 m de sable et de gravier de la Mer Big, ainsi que de 2 m de Till de Jesse. Le till inférieur est le Till de Kellett ou un plus vieux till. La coupe ainsi qu'une dizaine d'autres coupes dans la région confirment la présence de sédiments de la Mer Big sous le Till de Jesse (fig. 39).

Coupe dans une falaise marine à 12 km au sud-ouest de l'embouchure de la rivière Nelson

Une séquence de coupes dans une falaise marine à 12 km au sud-ouest de l'embouchure de la rivière Nelson a été très brièvement étudiée par J.G. Fyles en 1960 et par l'auteur en 1973 et plus intensément par W. Blake, Jr., en 1975. Le résultat de deux datations au radiocarbone, effectuées sur du bois prélevé par J.G. Fyles dans du sable et du gravier provenant d'une de ces coupes, est discuté dans Blake (1976, p. 262) et dans l'appendice D du présent document (datations nºs 56 et 57).

L'examen rapide des coupes a permis de déterminer que celles-ci se raccordent stratigraphiquement aux coupes de la région côtière à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (voir plus haut). À un endroit, environ 50 cm de Till de Jesse (fig. 41 et 42, unité 13) recouvrent 50 cm de till noirâtre à matrice fine qui pourrait être le Till de Kellett (fig. 41 et 42, unité 9) et une importante séquence de sable et de gravier contenant de la matière organique qui est raccordée à l'unité 8 des figures 41 et 42. Cette séquence, comme vu précédemment, enregistre un interglaciaire équivalant à celui de Morgan Bluffs. Il est probable, d'après la description faite dans les notes de terrain de 1959 de Fyles, que le bois prélevé par ce dernier et daté au radiocarbone provient de cette même unité.

Commentaires sur la Mer Big

Dans le cadre des descriptions des coupes à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson et à l'est et au sud de la baie Jesse, la présence de sédiments de la Mer Big a été établie. La figure 39 donne la localisation de plusieurs autres coupes entre la rivière Nelson et la pointe Parker où les sédiments de la Mer Big ont été observés. Il serait trop long de les décrire toutes, mais il importe de souligner que, grâce à ces nombreuses coupes, l'étendue et l'altitude atteintes par la mer, qui a précédé, semble-t-il, le dernier interglaciaire, ont pu être définies.

L'altitude maximale atteinte par la mer, établie à partir de la présence de sédiments, est d'au moins 160 m dans la région à l'est de la rivière Nelson, d'au moins 110 m dans la région à 25 km au sud de la baie Jesse et d'au moins 150 m dans la région à 60 km au sud-ouest de la pointe Wallace à l'extrémité nord-est de l'île.

L'examen d'un très grand nombre de séquences de rythmites mises en place en eau plus profonde a démontré que celles-ci devenaient généralement plus grossières vers le haut. Comme l'illustre la figure 58, il existe de grandes variations dans la texture des divers lits formant les rythmites et ce à tous les niveaux. Les types de stratifications observées dans les sédiments et les variations texturales sont probablement reliés à la proximité du front glaciaire qui se retirait vers l'est ou le sud-est à partir de la région côtière est de l'île et du détroit du Prince-de-Galles.

Un grand nombre de coupes ont montré que les sédiments sont faillés et plissés (fig. 58). Le rejet des failles est généralement faible et de l'ordre de quelques centimètres. Ces structures sont sans doute liées à la phase de consolidation des sédiments ou résultent de l'action exercée sur les sédiments par le glacier qui a recouvert les sédiments de la Mer Big et mis en place le Till de Jesse. L'impact de l'avancée glaciaire sur les rythmites a d'ailleurs été noté en plusieurs endroits grâce à la présence de diverses déformations et structures glaciotectoniques semblables à celles décrites par Occhietti (1973).

Une nappe habituellement mince de Till de Jesse recouvre les sédiments de la Mer Big le long de la zone côtière est. Il faut reconnaître cette situation lors de l'interprétation des photographies aériennes et des travaux

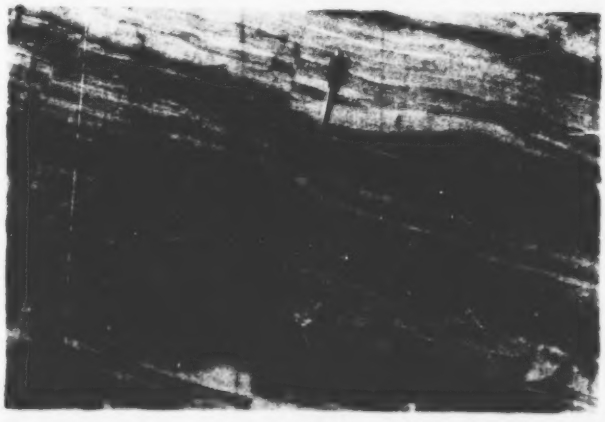


Figure 58. *Coupe dans des rythmites de la Mer Big. Du sable est interstratifié avec du silt et de l'argile. La présence de failles à faibles rejets est à noter (cliché nº 176376 de la C.G.C.).*

Section in Big Sea rhythmites. Sands are interstratified with silts and clays. Note the presence of faults with little displacement (GSC photo 176376).

sur le terrain, étant donné que l'on peut facilement cartographier des dépôts de la Mer Big comme étant des sédiments glaciaires associés au Till de Jesse. Par exemple, des deltas marins associés à la Mer Big pourraient être pris pour des terrasses de kame laissées lors du retrait du glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse.

Finalement, il importe de noter que les immenses zones sujettes au thermokarst, cartographiées tout le long de la côte est (Vincent, 1980b), sont intimement liées à la présence, sous le Till de Jesse, de sédiments fins de la Mer Big ayant une teneur élevée en glace. L'étendue de la Mer Big dans plusieurs régions peut d'ailleurs être confirmée uniquement par la distribution spatiale des modelés résultant du thermokarst.

Corrélation et datation des séquences de sédiments quaternaires par les acides aminés

La datation de coquillages, bois et autres matériaux fossiles, en utilisant la racémisation d'acides aminés, c'est-à-dire la conversion, par hydrolyse et avec le temps des chaînes de peptides, de stéréoisomères L en stéréoisomères D, est de plus en plus utilisée dans les études sur le Quaternaire. Un récent article de Rutter et al. (1979) passe en revue cette méthode. Miller et Hare (1975) et Miller et al. (1977), entre autres, ont procédé à la datation relative et la corrélation de diverses unités quaternaires dans l'Arctique canadien.

Tableau 5. Rapports de la fraction libre et totale (libre et liée par des peptides) des acides aminés D-alloisoleucine/L-isoleucine dans des coquillages d'**Hiatella arctica** provenant de l'île Banks[1]

Événements géologiques	N° de l'échantillon	N° du laboratoire	Rapports Allo-Iso		Localisation	Commentaires
			Libre	Totale		
Mer de Schuyter Point (Stade de Russell de la Glaciation d'Amundsen)	VH-77-103	AAL-533A AAL-533B AAL-533C	n.d.[2] n.d.[2] n.d.[2]	0,02 0,03 0,02	Région côtière à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 25 km au sud du havre Jesse; 72°02'15"N et 120°15'45"W; carte 98A.	Dans du sable fin prélittoral à 21 m d'altitude. Une datation ^{14}C de 11 200 ± 100 (GSC-2545) (app. D-datation n° 43) a été obtenue sur le même échantillon.
Mer d'East Coast (Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen)	VH-77-104	AAL-895A AAL-895B AAL-895C	0,42 0,51 0,40	0,04 et 0,06 0,07 et 0,07 0,09 et 0,09	Région côtière à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 25 km au sud du havre Jesse; 72°02'15"N et 120°16'30"W; carte 98A.	Fragments de coquillages provenant de la surface d'un delta, à 36 m d'altitude, qui repose sur le Till de Jesse.
Mer Big (Glaciation de Thomsen)	VH-77-114	AAL-894A AAL-894B AAL-894C	1,31[3] 0,44 0,46	1,15[3] 0,13 0,12	Région côtière à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 27,5 km au sud du havre Jesse; 72°00'45"N et 120°21'W; carte 98A.	Fragments de coquillages provenant d'une coupe dans un delta marin sous le Till de Jesse à 110 m d'altitude.
	VH-77-092	AAL-527A AAL-527B AAL-527C	0,64 0,66 0,73	0,19 0,16 0,21	Coupe sur la rive gauche de la rivière "Sarfarssuk"; 73°05'30"N et 118°56'W; carte 88C.	Fragments de coquillages provenant d'une coupe dans des sédiments d'eau plus profonde sous le Till de Jesse à 90 m d'altitude.
	VH-77-065	AAL-535A AAL-535B AAL-535C	0,56 0,58 0,64	0,18 0,18 0,20	En surface, à 5,5 km au nord-est de l'embouchure de la rivière Nelson; 71°15'30"N et 122°20'30"W; carte 97H.	Fragments de coquillages provenant de la surface d'un delta, à 160 m d'altitude, recouvert ici et là de Till de Jesse.
	VH-77-060	AAL-534A AAL-534B AAL-534C	0,54 0,61 0,70[3]	0,19 0,20 0,36[3]	Coupe dans une falaise marine le long du golfe Amundsen à 7,5 km à l'est-nord-est de l'embouchure de la rivière Nelson; 71°15'N et 122°15'30"W; carte 97H.	Fragments de coquillages provenant d'une coupe dans un delta marin sous le Till de Jesse à 25-32 m d'altitude.
	VH-77-054	AAL-536A AAL-536B	0,61[3] 0,95[3]	0,26[3] 0,28[3]	Coupe sur la rive droite d'un cours d'eau à 9 km au nord-est de l'embouchure de la rivière Nelson; 71°16'30"N et 122°15'W; carte 97H.	Fragments de coquillages provenant d'une coupe dans un delta marin sous le Till de Jesse à 76 m d'altitude.

[1] Les résultats des analyses ont été fournis par M. G.H. Miller de l'Institute of Arctic and Alpine Research de Boulder au Colorado.

[2] n.d. = non.détecté.

[3] Selon G.H. Miller, ces échantillons sont probablement remaniés d'unités plus anciennes.

Tableau 6. Rapports des acides aminés D-aspartic/L-aspartic dans du bois Salix fossile provenant de l'île Banks[1]

Événements géologiques	N° de l'échantillon	N° du laboratoire	Nombre d'analyses	Rapports D/L Moyenne	Rapports D/L Écart type	Localisation	Commentaires
Postglaciaire	VH-74-064	UA-582	2	0,14	0,00	Coupe dans un ravin à 35 km à l'est-sud-est de l'île Sea Otter et à 7 km au nord de la rivière Big; 72°31'N et 126°07'W; carte 98B.	À la base d'une coupe dans de la tourbe. Une datation ^{14}C de 7 800 ± 70 (GSC-2160) (app. D-datation n° 22) a été obtenue sur le même échantillon.
nterglaciaire e Cape ollinson	VH-81-066	UA-998	1	0,22	-	Coupe dans une falaise marine le long du golfe Amundsen, sur le côté est d'un ravin situé à 4 km à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson; 71°14'20"N et 122°20'20"W; carte 97H.	Bois dans de la tourbe provenant de la Formation de Cape Collinson (unité 11 de la coupe A de la figure 41). Une datation ^{14}C de >61 000 (QL-1230) (app. D-datation n° 55) a été obtenue sur le même échantillon.
nterglaciaire e Morgan luffs	VH-77-023	UA-585	2	0,34	0,01	idem	Bois dans de la tourbe provenant de la Formation de Morgan Bluffs (unité 8 de la coupe A de la figure 41 pour la coupe à l'est de la rivière Nelson et unité 6 des coupes C et E de la figure 49 pour les coupes des falaises Morgan.
	VH-77-030	UA-586	2	0,35	0,01		
	VH-77-038	UA-587	2	0,34	0,01		
	VH-77-123	UA-588	2	0,32	0,01		
	VH-77-132	UA-589	2	0,32	0,01	Coupe des falaises Morgan le long du détroit du Prince-de-Galles à 13 km à l'est du havre Jesse; 72°13'40"N et 119°50'30"W; carte 88B.	

Les résultats des analyses ont été fournis par M. N.W. Rutter du Département de géologie de l'Université d'Alberta.

Tableau 7. Corrélation et stratigraphie du Quaternaire de l'île Banks

Événements géologiques		Lithostratigraphie[1] ZONE NORD[2]		ZONE EST[2]	ZONE OUEST[2]
Postglaciaire		Sédiments organiques, éoliens, alluviaux, marins et colluvions			
GLACIATION D'AMUNDSEN	STADE DE RUSSELL	FORMATION DE PRINCE OF WALES		Sédiments de la Mer de Schuyter Point Sédiments de Passage Point (Lobe de Viscount Melville)	
	STADE DE M'CLURE		Sédiments de la Mer Investigator et de la Mer de Meek Point *Lac Ivitaruk et Lac Ballast* Till de Bar Harbour et Till de Mercy (Lobe de Prince Alfred)	Sédiments de la Mer d'East Coast *Lac Cardwell, Lac De Salis et Lacs Sarfarssuk* Till de Jesse (Lobe de Prince of Wales) Sédiments de la Mer Pré-Amundsen	Till de Carpenter (avancée de Sand Hills) Sédiments de la Mer de Meek Point *Lac Rufus, Lac Masik et Lac Roddi* Till de Sachs (Lobe de Thesiger)
INTERGLACIAIRE DE CAPE COLLINSON				FORMATION DE CAPE COLLINSON	
GLACIATION DE THOMSEN		FORMATION DE NELSON RIVER	Sédiments de la Mer Big Till de Baker	Sédiments de la Mer Big *Lac Parker et Lac Dissection* Till de Kellett, Till de Baker et Till de Kange Sédiments de la Mer Pré-Thomsen	Sédiments de la Mer Big Till de Kellett
INTERGLACIAIRE DE MORGAN BLUFFS				FORMATION DE MORGAN BLUFFS	
GLACIATION DE BANKS		FORMATION DE DUCK HAWK BLUFFS	Till de Bernard et Till de Plateau	Sédiments de la Mer Post-Banks Till de Bernard et Till de Plateau Sédiments de la Mer Pré-Banks	Sédiments de la Mer Post-Banks *Lac Egina et Lac Storkerson* Till de Bernard et Till de Durham Heights Sédiments de la Mer Pré-Banks
TERGLACIAIRE OU PRÉGLACIAIRE					FORMATION DE WORTH POINT

En plus des diverses unités lithostratigraphiques formellement nommées, la position des divers lacs glaciaires (en italique) dans la séquence stratigraphique est indiquée.

Voir Figure 39.

par la racémisation des acides aminés. Peu de travaux ont été effectués sur du bois, mais des renseignements concernant l'analyse de ce matériau se trouvent dans Lee et al. (1976) et Rutter et al. (sous presse).

Bien qu'il soit encore impossible de dater les échantillons de façon absolue, surtout parce que l'histoire des variations climatiques dans la région demeure inconnue, les rapports des acides aminés se sont avérés très utiles comme outils de corrélation et comme indicateurs d'âge relatif sur l'île Banks.

Le tableau 5 donne les rapports des acides aminés obtenus par l'analyse de coquillages d'**Hiatella arctica**, prélevés dans les sédiments des mers Big, d'East Coast et de Schuyter Point. Les rapports D/L de la fraction totale sont d'environ 0,19 pour la Mer Big, s'étalent entre 0,04 et 0,09 pour la Mer d'East Coast et sont d'environ 0,02 pour la Mer de Schuyter Point. En raison du fait que les valeurs obtenues diffèrent de façon significative d'une mer à l'autre, les résultats indiquent qu'il est possible d'établir une distinction entre les diverses mers, lorsque l'on dispose de coquillages. Les résultats montrent, également, que les sédiments provenant de régions différentes de l'île ont été correctement attribués à la Mer Big. Finalement, les rapports fournissent une indication de l'âge des matériaux. G.H. Miller (comm. écrite, 1978), en s'appuyant sur le résultat de nombreuses analyses dans l'Arctique, suggère que les échantillons provenant de la Mer Big datent d'avant le dernier interglaciaire.

Les fragments de coquillages prélevés dans les sédiments deltaïques de la Mer Big étaient abondants. Bien que certains fragments aient sans aucun doute été remaniés de dépôts plus anciens (tabl. 5), la plupart sont probablement autochtones puisque des fragments de coquillages n'ont été prélevés que très exceptionnellement dans des tills ou dépôts de contact glaciaire plus anciens.

Le tableau 6 donne les rapports des acides aminés obtenus par l'analyse de bois **Salix** prélevé dans les sédiments des interglaciaires de Morgan Bluffs et de Cape Collinson et dans de la tourbe holocène. L'extrême importance des résultats obtenus provient du fait qu'ils permettent d'établir une corrélation certaine entre les lits organiques de l'unité 8, des coupes à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (fig. 41), et ceux de l'unité 6, des falaises Morgan (fig. 49). Ainsi, la mise en place de ces lits a eu lieu au cours du même interglaciaire. Cette constatation permet la corrélation lithostratigraphique des coupes à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson et des falaises Morgan (fig. 59), et aide à l'élaboration du tableau de corrélation des événements quaternaires présenté au prochain chapitre (tabl. 7).

Essai de corrélation entre les différentes unités

Un essai de corrélation stratigraphique entre les trois principales coupes composites, décrites dans ce chapitre, est présenté dans la figure 59. Certaines corrélations sont évidentes. Par exemple, le raccord entre les unités supérieures des coupes de l'est de la rivière Nelson et les falaises Morgan n'offre pas de problèmes, étant donné qu'on a identifié la présence des tills de Jesse et de Kellett et des sédiments de la Mer Big aux deux endroits. D'autres corrélations sont probables. Par exemple, les sédiments de l'unité 8 des coupes à l'est de la rivière Nelson correspondent probablement aux sédiments de l'unité 6 des coupes des falaises Morgan si l'on se fie aux résultats de datations aux acides aminés. Ces deux séries de sédiments ont été mises en place sous un semblable système morphoclimatique de longue durée qui a précédé la glaciation responsable de la mise en place du Till de Kellett. Finalement, certaines corrélations, comme celle qui relie entre eux les sédiments attribués à la Mer Post-Banks, sont plus hypothétiques.

Conclusion

L'étude des coupes a permis de visualiser le déroulement d'un grand nombre d'événements géologiques qui se sont succédé au Quaternaire sur l'île Banks. Plusieurs glaciations, enregistrées par des tills et autres sédiments glaciaires, ont suivi ou précédé des submersions marines et des périodes de sédimentation en milieu subaérien associées à des interglaciaires. L'étude paléoécologique des sédiments organiques a également permis d'avoir un aperçu des systèmes morphoclimatiques qui se sont succédé. Finalement, un nombre limité de données géochronologiques a permis de fixer certains des événements dans un contexte temporel. Une fois ce dernier réalisé, on peut procéder à la reconstitution de la succession d'événements glaciaires survenus sur l'île Banks au Quaternaire.

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET ÉVOLUTION DE L'ÎLE BANKS AU QUATERNAIRE

Introduction

Ce chapitre a pour objet de reconstituer la suite d'événements géologiques qui ont façonné l'île Banks au Quaternaire. Les interprétations s'appuient sur les données présentées dans les deux derniers chapitres.

Antérieurement, la répartition spatiale des divers dépôts quaternaires a été présentée. Déjà certains liens entre les événements responsables de la mise en place des sédiments sont devenus apparents. Par exemple, la Mer Big a recouvert des étendues de tills de Bernard et de Kellett, et des superficies qu'elle avait submergées reposent sous la nappe de Till de Jesse. Il est donc évident que la submersion par la Mer Big a eu lieu après la mise en place des tills de Bernard et de Kellett, mais avant la mise en place du Till de Jesse. La position stratigraphique de cet événement marin est confirmée et précisée grâce à l'étude, entre autres, des coupes de la région à l'est de la rivière Nelson. Là, les sédiments de la Mer Big recouvrent le Till de Kellett et reposent eux-mêmes sous les sédiments probablement interglaciaires de la Formation de Cape Collinson, les sédiments de la Mer Pré-Amundsen et le Till de Jesse.

Les liens entre les unités, comme ceux mentionnées plus haut et bien d'autres, sont essentiels à la reconstitution présentée ci-dessus et ont permis de dresser une série de cartes paléogéographiques (fig. 61, 62, 63, 66, 68 et 69) et le tableau de corrélation 7 dans lequel les principaux événements qui ont façonné l'île au Quaternaire sont regroupés sur une base temporelle et spatiale. La carte de géologie du Quaternaire (carte 1565A) accompagne ce chapitre. La présentation des divers événements se fait chronologiquement. Une première tentative de reconstitution des événements glaciaires, glacio-lacustres et marins a déjà été effectuée (Vincent, 1978c et 1982).

Base de la reconstitution

L'étude de la répartition spatiale et de la stratigraphie des sédiments de l'île Banks permet de reconnaître que l'île a été recouverte de glace au moins à trois reprises au cours du Quaternaire. La figure 60 et la carte 1565A indiquent la limite d'avancée des glaciers, au cours de ces trois glaciations, basée principalement sur la disposition spatiale de nappes de till distinctes, sur la présence de formes glaciaires marginales et sur l'étude stratigraphique des dépôts. On a donné les noms de Glaciation de Banks, Glaciation de Thomsen et Glaciation d'Amundsen, en ordre d'âge décroissant aux trois avancées glaciaires. Ces glaciations, chacune correspondant à un cycle glaciaire complet, sont séparées les unes des autres par des sédiments interglaciaires. On a reconnu des stades glaciaires uniquement dans le cas de la Glaciation d'Amundsen.

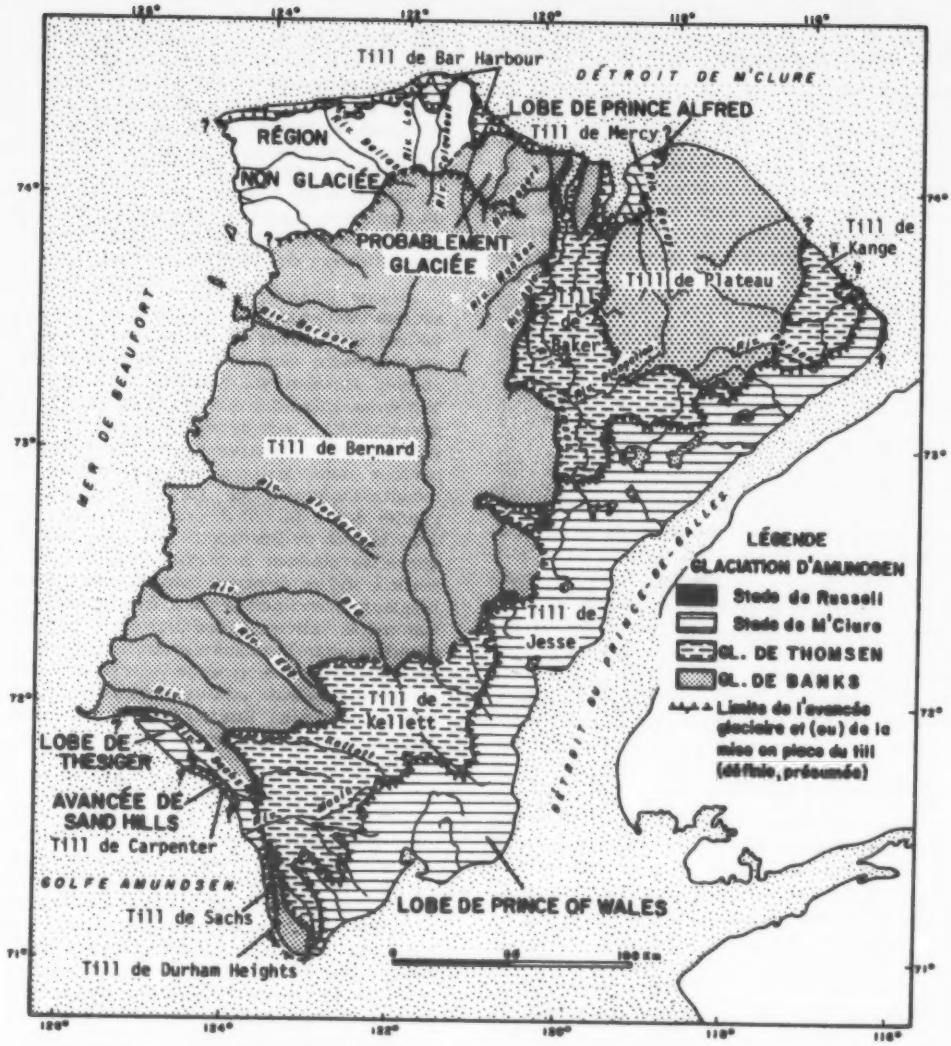


Figure 60. *Carte paléogéographique de l'île Banks montrant les limites d'avancées glaciaires lors des glaciations de Banks, de Thomsen et d'Amundsen, ainsi que les surfaces recouvertes de glace au cours de chacune de ces glaciations. Le secteur nord-ouest de l'île est considéré comme n'ayant jamais été glacié.*

Paleogeographic map of Banks Island showing glacial limits of the Banks, Thomsen and Amundsen glaciations, as well as the areas covered by ice during each of these glaciations. The northwest of the Island is believed to have never been glaciated.

La durée et l'âge des divers événements glaciaires et non glaciaires demeurent généralement inconnus, mais il est possible de situer les événements les uns par rapport aux autres dans un contexte temporel relatif. Le tableau de corrélation 7 accomplit cette tâche: il regroupe tous les événements reconnus, glaciaires, glacio-lacustres, marins ou de nature interglaciaire. Ce tableau forme, en somme, l'assise sur laquelle s'appuie la reconstitution présentée ci-dessous.

L'île Banks avant la Glaciation de Banks

L'île Banks au post-Miocène

Suite à la mise en place dans une immense plaine côtière du sable et du gravier de la Formation de Beaufort au Miocène, une longue période avant la première englaciation s'est écoulée. Peu de renseignements existent sur cette période de la fin du Tertiaire. L'absence apparente de sédiments marins non quaternaires, surmontant la Formation de Beaufort, semble indiquer que l'île est demeurée émergée et relativement stable.

Les processus fluviaux ont sans doute modifié l'allure de l'île en entaillant les surfaces recouvertes par le sable et le gravier de Beaufort dans l'ouest de l'île, par des sédiments fins non lithifiés, crétacés et paléocènes, de l'est de l'île et par les formations dévoniennes lithifiées du nord-est. L'action fluviale a peut-être été accentuée par l'ouverture des détroits de M'Clure et du Prince-de-Galles (Miall 1979, p. 178). L'âge de cette ouverture n'est pas précisément connu, mais il est postérieur au Miocène ou est contemporain de cette époque, étant donné que le graben du détroit de M'Clure recoupe les sédiments de la Formation de Beaufort à son extrémité ouest (Craig and Fyles, 1960, p. 4).

Des terrasses d'érosion sont perceptibles à la surface des sédiments de Beaufort dans le secteur nord-ouest de l'île, région qui ne porte pas de marques visibles de glaciation (fig. 60; carte 1565A). Il se peut que ces terrasses, bien visibles sur les photographies aériennes, sont reliées à l'activité fluviale post-miocène. De toute façon, elles datent nécessairement d'avant la Glaciation de Banks, la plus vieille glaciation reconnue sur l'île, étant donné qu'elles ne recoupent pas, mais sont recoupées par des chenaux édifiés par les eaux de fonte émanant du glacier Banks.

L'entaille fluviale du plateau de Pim, du nord-est de l'île (fig. 3; unité 1b), date probablement en bonne partie de la même époque.

Il est probable qu'une étude, dans le secteur ouest de l'île, des sédiments de la Formation de Worth Point qui se trouvent stratigraphiquement entre les plus anciens sédiments glaciaires et les sédiments distinctement miocènes (fig. 55, unité 3 des coupes des falaises Duck Hawk; fig. 56 et 59, unité 5 des coupes de la pointe Worth; tabl. 7), pourrait apporter des renseignements utiles sur la période post-miocène et antérieure à la Glaciation de Banks.

Il faut édifier la lithostratigraphie des coupes de la pointe Worth et des falaises Duck Hawk sur une base solide avant de pouvoir conclure que les sédiments, sous le Till de Bernard, sont en réalité préglaciaires. De toute façon, il est possible que cette partie de l'île Banks ait été glaciée avant la Glaciation de Banks et qu'aucune trace de cette ou de ces glaciations n'ait été découverte jusqu'à maintenant. Si tel est le cas, les sédiments de la Formation de Worth Point seraient interglaciaires et non préglaciaires.

Dans l'ensemble, le modelé grossier de l'île avant la Glaciation de Banks ressemblait à celui d'aujourd'hui. À ce moment là, comme aujourd'hui, la structure des formations préquaternaires contrôlait étroitement le relief. Les glaciations quaternaires et les événements associés n'ont fait que modifier légèrement les surfaces héritées des événements préquaternaires.

Région non glaciée

Comme l'indique la figure 60 et la carte 1565A, seul le secteur nord-ouest de l'île comprend une région où il n'y a pas de preuve du passage d'un glacier. Ce fait a déjà été souligné par Fyles (1962, p. 17). Certains secteurs ont été modifiés par les eaux de fonte émanant des glaciers Banks ou Amundsen (Lobe de Prince Alfred) (carte 1565A) ou ont été recouverts par les eaux des lacs glaciaires Ballast et Ivitaruk (carte 1565A). Aucun bloc erratique n'a été découvert dans les quelques sites étudiés, localisés à l'intérieur de la zone apparemment non glaciée et non touchée par les eaux de fonte ou les eaux des lacs glaciaires. Cette absence de blocs erratiques indique probablement que la région du nord-ouest n'a jamais été glaciée. La découverte de blocs erratiques lors de missions ultérieures sur le terrain, permettrait naturellement de réfuter cette assertion.

Une preuve indirecte de l'absence d'englaciation du secteur nord-ouest de l'île découle de l'étude de la forme des vallées de premier et de deuxième ordre. Dans la région apparemment jamais recouverte par la glace, deux types de vallées peuvent être observés. Certaines ont une forme en "V" évasée, tandis que d'autres ont un fond plat, souvent parsemé de mares de toundra, et des versants raides. Les vallées au fond plat sont semblables à celles que l'on observe partout dans les régions glaciées de l'île et résultent incontestablement de l'action des eaux proglaciaires du glacier Banks qui ont emprunté la région avant de se déverser dans la mer de Beaufort. Les vallées en forme de "V", bien que sises souvent à proximité des vallées à fond plat du secteur sud de la région apparemment jamais recouverte par la glace, n'ont pas servi à évacuer les eaux proglaciaires. Comme la vallée au fond plat est caractéristique des régions entaillées par les eaux de fonte glaciaires, partout ailleurs sur l'île, et que ce type de vallées est absent dans le secteur nord-ouest, sauf aux endroits en situation nettement proglaciaire à la limite d'avancée du glacier Banks, il en découle qu'aucun glacier ne s'est retiré du secteur nord-ouest de l'île.

Dans la région fort disséquée du plateau de Pim (fig. 6), à l'est et au sud-est de la baie Mercy, il n'est pas évident, à première vue, que la glace ait recouvert la région à un moment donné. L'examen des surfaces des interfluves, le plus souvent tapissées de felsenmeer, révèle, cependant, dans les quelques sites étudiés, la présence de placage de tills ou du moins de blocs erratiques comme des roches granitiques que, vu leur altitude, seul un glacier aurait pu amener sur les lieux. Il ne fait aucun doute que cette région ait été glaciée bien que les indications soient beaucoup moins claires que partout ailleurs sur l'île.

Événements quaternaires antérieurs à la Glaciation de Banks

Sur l'île Banks, la Glaciation de Banks, décrite plus loin, est la plus ancienne glaciation dont on a pu cartographier l'étendue des sédiments et définir la limite d'avancée. Ce fait n'exclut naturellement pas la possibilité que des glaciations antérieures aient agi sur l'île. Dans les secteurs ouest et nord du territoire à l'étude, indiqués comme ayant été recouverts par le glacier Banks (fig. 60, carte 1565A), une seule nappe de till a été observée dans les très nombreuses coupes examinées (fig. 39). Il est possible que du till se soit trouvé à un niveau stratigraphique inférieur à celui du Till de Bernard et des sédiments organiques de la Formation de Worth Point seulement dans une des coupes de la pointe Worth (fig. 55, unité 3; fig. 56 et 59, unité 4; tabl. 7). Cette position stratigraphique apparente pourrait cependant résulter d'un glissement.

La partie inférieure de la coupe A, de la région à l'est de la rivière Nelson, a révélé la présence de plusieurs nappes de tills (fig. 41, 42 et 59; tabl. 7). Ces tills pourraient enregistrer plusieurs glaciations, de la région sud de l'île, antérieures à la Glaciation de Banks ou une longue période d'événements complexes associés à la Glaciation de Banks.

La Glaciation de Banks

Introduction

La Glaciation de Banks (Vincent, 1978c), soit la plus vieille avancée glaciaire reconnue et cartographiée sur l'île Banks, a submergé la plus grande superficie de l'île. La carte paléogéographique présentée à la figure 61 montre la limite de avancée du glacier Banks et donc les superficies recouvertes par celui-ci ainsi que l'étendue des lacs Egina et Torkerson qui ont existé au cours de la déglaciation. La glaciation de Banks est placée dans son contexte spatio-temporel dans le tableau 7 et l'ensemble des sédiments, mis en place au cours de cette glaciation, fait partie de la formation de Duck Hawk Bluffs.

On estime que la mise en place des tills de Bernard, de Plateau et de Durham Heights (fig. 19; carte 1565A) a eu lieu au cours de cette glaciation. Ces tills, ainsi que les sédiments de contact glaciaires, fluvio-glaciaires et glacio-lacustres qui leur sont associés, ont été décrits en détail antérieurement et la carte de la géologie du Quaternaire (carte 1565A) précise la répartition de ces sédiments.

Submersion par la Mer Pré-Banks et englaciation

Le glacier Banks émanait d'un inlandsis continental situé au sud-est de l'île Banks comme l'indiquent, entre autres, les types de blocs erratiques trouvés dans le Till de Bernard. Il est possible qu'une transgression marine ait immédiatement précédé l'englaciation. Dans les coupes des falaises Duck Hawk, le Till Bernard (fig. 56, 59; tabl. 7) recouvre des sédiments marins. De même dans les coupes à l'est de la baie Jesse, des sédiments marins sont surmontés de tills vraisemblablement apparentés au Till de Bernard (fig. 50, 59; tabl. 7). La corrélation et l'attribution de ces sédiments marins à la Mer Pré-Banks sont basées uniquement sur la position stratigraphique relative de cette masse d'eau et ne sauraient être considérées comme étant établies.

Le glacier Banks s'est écoulé généralement vers le nord-ouest. Au cours de sa progression, il a recouvert les formations crétacées et tertiaires à granulométrie généralement fine et a mis en place les nappes de tills de Bernard, de Plateau et de Durham Heights. Ces tills noirâtres à matrice fine reflètent étroitement le substrat dont ils proviennent. Ces trois nappes de tills font, en réalité, partie d'une seule et même nappe qui devait recouvrir toute l'île sauf le secteur nord-ouest. Parce que d'autres glaciations ont agi sur l'île ultérieurement, la nappe de till du glacier Banks a été recouverte dans son secteur est par des dépôts glaciaires plus jeunes, dissimulant ainsi une bonne partie de cette nappe continue. Aujourd'hui, la nappe de till laissée par le glacier Banks est observée en surface en trois régions géographiquement séparées les unes des autres (fig. 60; carte 1565A) et en coupes sous des sédiments plus jeunes (fig. 39). Les figures 4, 5, 7, 22, 25 et 36 donnent un aperçu de l'aspect des régions recouvertes de Till de Bernard.

Le glacier Banks a continué sa progression jusqu'à l'extrémité nord-ouest de l'île ou il s'est arrêté du côté nord de la ligne de partage des eaux entre les rivières qui s'écoulent vers la mer de Beaufort (rivière Fawcett) et vers le détroit de M'Clure (rivières Ballast, Log, Colquhoun) et celles faisant partie du bassin de la rivière Bernard (rivière Egina). Dans le secteur ouest, la limite fort frappante (fig. 5) de l'étendue du Till de Bernard (fig. 61; carte 1565A) marque la limite de progression du glacier. À l'ouest de la rivière Desert, la limite se révèle difficile à fixer à cause de la dissection intense dans les formations préquaternaires, mais est indiquée de façon approximative grâce à la présence de quelques lambeaux de dépôts glaciaires épargnés par l'érosion (fig. 60; carte 1565A). La Glaciation de Banks s'avère celle qui a recouvert les étendues les plus considérables parmi les trois glaciations reconnues qui ont affecté l'île Banks. En effet, il s'agit de la seule qui ait pu recouvrir la région de Durham Heights de la pointe sud et le plateau de Pim dans le nord-est.

Déglaciation

Retrait initial et impact des eaux de fonte sur le modelé

La disposition d'un dense réseau de chenaux d'eaux de fonte et la localisation de deux lacs glaciaires et de leurs exutoires indiquent que le glacier Banks s'est retiré en direction généralement sud-est. L'impact des eaux de fonte sur le modelé de la région recouverte par le glacier s'observe clairement sur la carte de géologie du Quaternaire (carte 1565A), ainsi que sur les photographies aériennes (fig. 4, 7). Partout les surfaces de tills, planes ou légèrement ondulées, sont entaillées par des chenaux. Une érosion particulièrement intense a marqué les hautes-terres disséquées de Colquhoun (fig. 3) où la plus grande partie de la dissection est attribuable aux eaux de fonte du glacier Banks. Dans la région du nord-est de l'île recouverte par le Till de Plateau, l'action des eaux de fonte est beaucoup moins intense, sans doute parce que la présence des formations dévoniennes lithifiées a rendu l'entaille difficile.

Au moment de la phase initiale de retrait, lorsque le glacier se trouvait encore à sa limite maximale d'étendue, les eaux de fonte s'écoulaient vers la mer de Beaufort, par la rivière Fawcett entre autres, et vers le détroit de M'Clure, par les rivières Ballast, Log et Colquhoun, entre autres. Au même moment, les eaux de fonte ont entaillé les surfaces non glaciées du nord-ouest de l'île. Il est également probable que la couche de loess qui recouvre les interfluves de cette région ait été mise en place au même moment.

Le Lac glaciaire Egina

Avec le retrait du glacier vers le sud-est, les régions du cours supérieur de la rivière Egina ont été libérées des glaces et les eaux de fonte ont été emprisonnées entre les régions élevées de la ligne de partage des eaux et le front du glacier. Le Lac glaciaire Egina (Vincent, 1978c) a talonné le front glaciaire dans la région du bassin de la rivière Egina jusqu'à ce qu'il se draine complètement vers la mer de Beaufort via la rivière Bernard. La figure 61 et la carte 1565A indiquent la limite de submersion, l'étendue et la localisation des exutoires du lac. La reconstitution de l'histoire du Lac glaciaire Egina est difficile à établir de façon précise à cause de l'état fort disséqué de la région recouverte par la masse d'eau, à cause du grand nombre d'exutoires, et parce qu'il est pratiquement impossible de définir le tracé du front glaciaire au cours du retrait, fait des plus importants étant donné que le dit tracé régit la séquence de l'utilisation de l'un ou l'autre des 13 exutoires reconnus.

Malgré les problèmes énumérés ci-dessus, la séquence d'événements suivants peut être proposée. Lors d'une phase lacustre initiale, deux petits lacs séparés ont pu se former de part et d'autre d'une région plus élevée qui s'opposait à la contiguïté des deux masses d'eau (fig. 61). Ces deux lacs se drainaient vers le détroit de M'Clure via deux exutoires, à environ 200 m d'altitude, situés à la tête des deux principaux bras de la rivière Woon. Avec le retrait du glacier, la contiguïté des deux lacs a été rendue possible. Suite à cette réunion des deux petites masses d'eau, une série de dix phases lacustres se sont succédé. Chaque phase a été contrôlée par

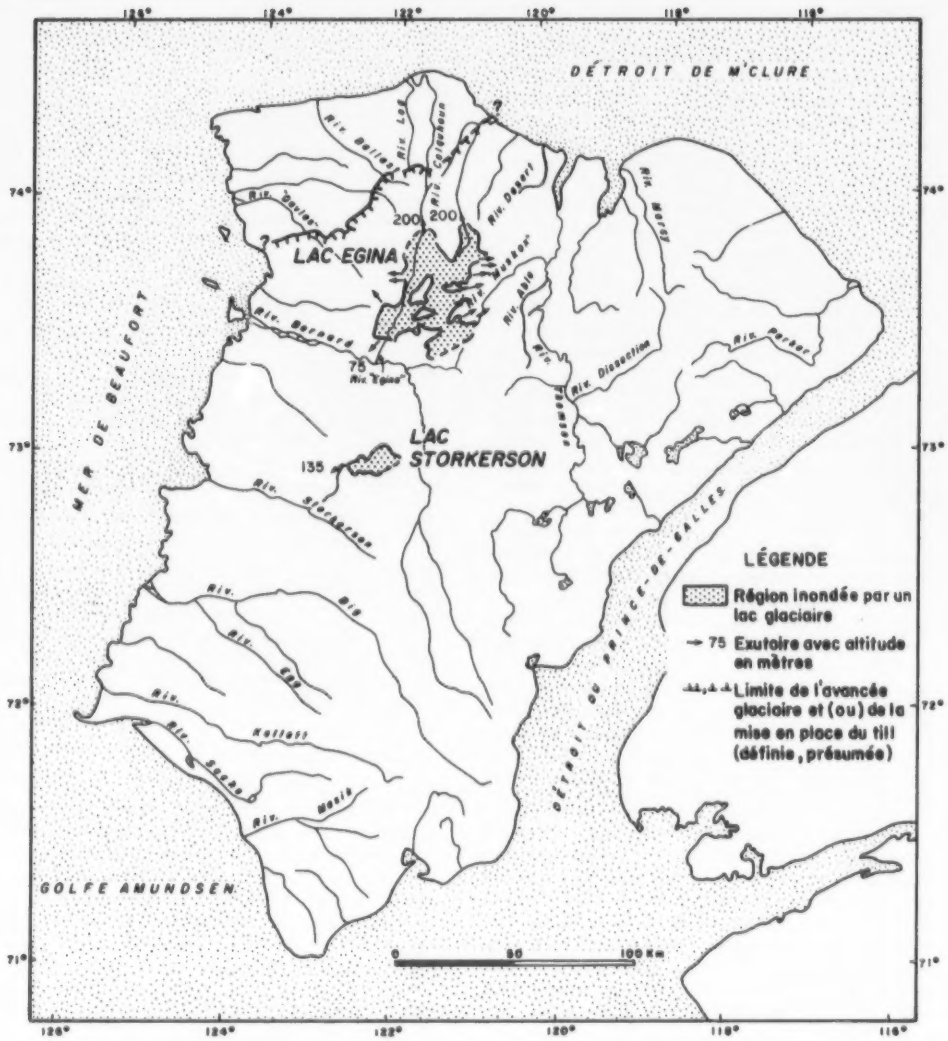


Figure 61. *Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors de la Glaciation de Banks ainsi que les étendues recouvertes par les lacs glaciaires Egina et Storkerson.*

Paleogeographic map of Banks Island showing the glacial limit during the Banks Glaciation as well as the areas submerged by glacial Lakes Egina and Storkerson.

un exutoire situé entre 200 et 100 m qui permettait aux eaux du lac de se déverser alternativement par différents affluents de la rivière Davies vers la mer de Beaufort ou par différents affluents de la rivière Muskox vers la rivière Thomsen et le détroit de M'Clure (carte 1565A; fig. 61). La limite de délavage par le lac se situe à des altitudes de plus en plus basses en allant vers le sud, impliquant du fait même l'utilisation des exutoires proposés. Le lac s'est finalement vidangé lors du retrait de la glace des régions élevées au nord-ouest de l'embouchure de la rivière Egina. Les eaux de déversement, en empruntant les divers exutoires, ont grandement contribué à la dissection fluviale intense de plusieurs secteurs du nord-ouest de l'île.

1 - Lac glaciaire Storkerson

Suite à la vidange du Lac Egina, le glacier Banks a continué à se retirer vers le sud-est. Un petit lac glaciaire, nommé Storkerson (Vincent, 1978c), a été retenu entre le front glaciaire et le flanc sud des collines élevées situées au sud-ouest du coude de la rivière Bernard (carte 1565A; fig. 61). Les eaux de ce lac se déversaient par un exutoire à 150 m d'altitude situé à la tête d'un affluent nord de la rivière Storkerson. Le Lac Storkerson a continué a exister jusqu'à la déglaciation du flanc sud-est des collines qui ont servi à retenir ses eaux. À ce moment là, le lac s'est vidangé dans la rivière Bernard.

Déglaciation et submersion par la Mer Post-Banks

Suite à la vidange du Lac Storkerson, le glacier a continué à se retirer généralement vers le sud-est comme en témoigne le réseau de chenaux d'eaux de fonte qui entaille un peu partout les surfaces (carte 1565A). L'encaissement des chenaux d'eaux de fonte semble avoir été particulièrement important dans la région de part et d'autre des rivières Egg et White Fox. Le mode de retrait dans le sud et l'est de l'île n'est pas connu, étant donné que ces régions ont subi, par après, les glaciations de Thomsen et d'Amundsen qui ont camouflé et modifié, grâce à la mise en place de sédiments plus jeunes, le modelé laissé par le glacier Banks.

Inévitablement, une partie de l'île Banks a dû être submergée par une masse d'eau marine lors du retrait du glacier Banks. Aucune preuve de cette submersion n'a cependant été décelée en surface, dans la région côtière ouest faisant face à la mer de Beaufort. Il s'agit en fait du seul endroit où ces événements auraient pu être préservés vu que les autres régions côtières de l'île ont été subséquemment recouvertes par la glace à deux reprises. L'absence de preuves est imputable au fait que la Mer Big a ultérieurement recouvert la région côtière ouest éliminant ainsi les vestiges d'une submersion marine reliée à la déglaciation de Banks. Il est possible d'affirmer que la Mer Post-Banks a atteint une altitude moins élevée que celle de la Mer Big. En effet, les chenaux d'eaux de fonte, édifiés en milieu subaérien lors du retrait du glacier Banks, sont encore bien encaissés dans la région sise en-dessous de la limite maximale atteinte par la Mer Big. Cette observation implique que la Mer Post-Banks atteignait nécessairement un niveau inférieur à celui de la Mer Big.

Bien que des vestiges de la Mer Post-Banks n'aient pas été observés en surface, des sédiments en coupes confirment l'existence d'une mer. Dans trois séries de coupes, des sédiments marquant une submersion par une mer ont été observés au-dessus du Till de Bernard ou de tills dont on interprète la mise en place comme ayant eu lieu au cours de la Glaciation de Banks. Des sédiments marins (fig. 56, 59; tabl. 7) recouvrent le Till de Bernard dans les coupes de falaises Duck Hawk et des tills semblables au Till de Bernard dans les coupes à l'est de la baie Jesse (fig. 50, 59; tabl. 7) et à l'est de la rivière Nelson (fig. 42, 59; tabl. 7). Les sédiments de ces mers indiquent clairement une phase marine régressive liée au relèvement isostatique de l'île lors de la déglaciation. En guise d'hypothèse, il est proposé que les sédiments marins observés en coupes dans les trois régions différentes ont, en réalité, été mis en place dans une même masse d'eau (Mer Post-Banks) qui a submergé une partie de l'île Banks après la déglaciation de Banks (tabl. 7).

Modifications ultérieures du modelé

Le modelé édifié au cours de la Glaciation de Banks, et ultérieurement non glacié, a été considérablement modifié au cours de la longue période qui a suivi sa mise en place. Les processus périglaciaires, surtout les mouvements de masse lents, ont complètement atténué et modifié le relief glaciaire initial. Les eaux de fonte des glaciers Thomsen et Amundsen, et les submersions par les mers Big et de Meek Point et les lacs glaciaires Parker et Ivitaruk ont également contribué à modifier le modelé en entaillant ou en remaniant les dépôts laissés par le glacier Banks. L'altération intense des affleurements dévoniens, particulièrement à l'est et au sud-est de la baie Mercy, a également eu lieu depuis le retrait du glacier en question.

Âge de la Glaciation de Banks

En plus du présent interglaciaire, au moins deux glaciations (Amundsen et Thomsen) et deux interglaciaires (Cape Collinson et Morgan Bluffs) ont eu lieu après la Glaciation de Banks (tabl. 7). Cette dernière est donc vieille, mais son âge précis demeure inconnu.

L'Interglaciaire de Morgan Bluffs

On observe dans les coupes à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (fig. 42, unité 8) et de l'est de la baie Jesse (fig. 50, unité 6) des séquences de sédiments, probablement périmarins et recelant de la matière organique, qui surmontent des sédiments marins et glaciaires associés à la Glaciation de Banks (Formation de Duck Hawk Bluffs) et qui reposent sous des sédiments marins et glaciaires associés à la Glaciation de Thomsen (Formation de Nelson River). Des sédiments fluviaux recelant de la matière organique ou un paléosol ont également été observés, entre les tills de Bernard et de Baker mis en place respectivement au cours des glaciations de Banks et de Thomsen, dans les coupes de la rive droite du "U" de la rivière Thomsen (fig. 57; coupe B, unité 2) et de la rive gauche de la rivière "Ivitaruk" (fig. 57; coupe A, unités 2 et 3). On considère que la mise en place en milieu continental des dépôts périmarins et fluviaux a eu lieu au cours d'une période qui semble être de nature interglaciaire et à laquelle on a donné le nom d'Interglaciaire de Morgan Bluffs. La corrélation entre les sédiments de l'unité 8 des coupes à l'est de la rivière Nelson et ceux de l'unité 6 des coupes à l'est de la baie Jesse (fig. 59) est confirmé par des datations aux acides aminés. Le raccord entre les sédiments de l'unité 2 de la coupe de la rive droite du "U" de la rivière Thomsen et des unités 2 et 3 de la rivière "Ivitaruk", avec ceux décrits ci-dessus, est basé uniquement sur la position stratigraphique des sédiments et ne saurait être définitif. L'Interglaciaire de Morgan Bluffs est placé dans son contexte spatio-temporel dans le tableau 7.

Les conditions climatiques, déduites à partir de l'étude de la faune et de la flore (tabl. 3, 4, col. B, C, D), lors de la mise en place des sédiments de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs, n'étaient pas très différentes de celles d'aujourd'hui. On reconnaît une végétation de toundra semblable à celle qui existe actuellement. La présence de plusieurs espèces de scarabées et de quelques espèces végétales ne vivant apparemment pas aujourd'hui sur l'île, mais qu'on retrouve plus au sud dans la région de toundra, à proximité de la limite des arbres, indique cependant que le climat était un peu plus chaud qu'à l'heure actuelle.

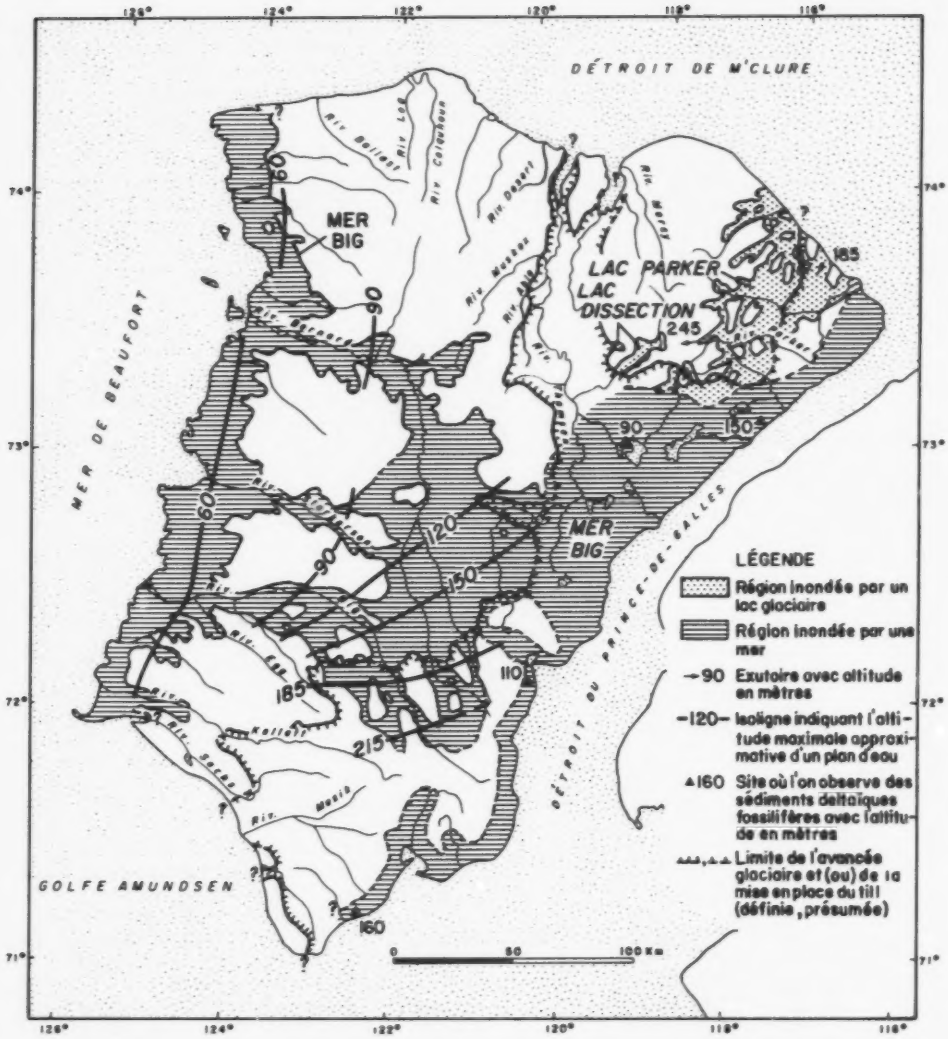


Figure 62. *Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors de la Glaciation de Thomsen ainsi que les étendues recouvertes par les lacs glaciaires Parker et Dissection et la Mer Big.*

Paleogeographic map of Banks Island showing the glacial limit during the Thomsen Glaciation as well as the areas submerged by glacial Lakes Parker and Dissection and by Big Sea.

L'existence d'un climat un peu plus chaud ainsi que les raisons suivantes tendent à appuyer l'assertion que les sédiments de la Formation de Morgan Bluffs sont de nature interglaciaire plutôt qu'interstadiaire. Premièrement, il existe une différence considérable dans le degré des modifications par les processus périglaciaires, qui ont agi à la surface des tills mis en place par le glacier Banks et ceux laissés par le glacier Thomsen. Cette différence suggère l'existence d'une période de temps, séparant les deux avancées glaciaires, plus longue que celle normalement associée à un interstadiaire. Deuxièmement, l'altitude des séquences de sédiments périmarins des régions des coupes à l'est de la rivière Nelson et à l'est de la baie Jesse implique que le niveau de la mer lors de leur mise en place pouvait être d'environ 20 à 30 m plus élevé qu'il ne l'est aujourd'hui. Il est concevable qu'une mer glacio-isostatique aurait pu atteindre un tel niveau au cours d'un interstadiaire. Cependant, la séquence sédimentaire de l'est de la rivière Nelson suggère une mise en place des divers sédiments au cours d'une période relativement longue dans un milieu influencé par de légères oscillations du niveau de la mer. Cette situation semble inconciliable avec une mer glacio-isostatique alors qu'elle ne l'est pas avec une mer interglaciaire. Comme le niveau mondial de la mer est normalement plus bas au cours d'un interstadiaire et que les sédiments de la Formation de Morgan Bluffs ne semblent pas avoir été mis en place dans une mer glacio-isostatique, il devient nécessaire de faire appel à une mer interglaciaire pour expliquer l'altitude élevée des sédiments en question.

L'âge de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs demeure inconnu. Il est antérieur aux deux derniers cycles glaciaires (Glaciation de Thomsen et Glaciation d'Amundsen) et au dernier interglaciaire (Cape Collinson) (tabl. 7). Si l'on se réfère à la chronologie des cycles climatiques du Pléistocène, basée sur la variation de la teneur en isotopes d'oxygène d'organismes prélevés dans des carottes provenant des fonds océaniques, l'on sait que l'interglaciaire (phase 7) qui a précédé le dernier interglaciaire (phase 5) se situe entre à peu près 195 000 et 251 000 ans (Shackleton and Opdyke, 1973). L'Interglaciaire de Morgan Bluffs pourrait correspondre à cet interglaciaire ou naturellement être plus vieux s'il existe un hiatus dans la séquence terrestre.

Il est intéressant de noter que deux transgressions marines, qui ont eu lieu en Alaska, au cours d'interglaciaires antérieurs au dernier interglaciaire, ont submergé les régions côtières de la mer de Bering jusqu'à environ 20 m d'altitude (Hopkins, 1967). Il se peut que l'une ou l'autre des transgressions de Einahnuhtan ou de Kotzebuan se raccordent stratigraphiquement avec la mer qui aurait atteint entre 20 et 30 m d'altitude au cours de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs.

La Glaciation de Thomsen

Introduction

La Glaciation de Thomsen (Vincent, 1978c) est une avancée glaciaire qui a submergé de grandes étendues du sud et de l'est de l'île Banks ainsi qu'une bonne partie du bassin de la rivière Thomsen. Les sédiments glaciaires ou marins associés à la Glaciation de Thomsen s'insèrent entre ceux des interglaciaires de Morgan Bluffs et de Cape Collinson. La Glaciation de Thomsen a donc eu lieu après la Glaciation de Banks et avant la Glaciation d'Amundsen. La carte paléogéographique présentée à la figure 62 montre la limite avancée du glacier Thomsen et donc les superficies recouvertes par celui-ci. Cette figure indique également l'étendue des lacs glaciaires Parker et Dissection et de la Mer Peg, associée au glacier Thomsen. La Glaciation de Thomsen est placée dans son contexte spatio-temporel dans le tableau 7 et l'ensemble des sédiments, mis en place au cours de cette glaciation, fait partie de la Formation de Nelson River.

On estime que la mise en place des tills de Kellett, de Baker et de Kange (fig. 19; carte 1565A) a eu lieu au cours de cette glaciation. Ces tills, ainsi que les sédiments de contact glaciaire, fluvio-glaciaires et glacio-lacustres qui leur sont associés, ont été décrits en détail antérieurement et la carte de la géologie du Quaternaire (carte 1565A) précise la répartition des sédiments.

Submersion par la Mer Pré-Thomsen et englaciation

Le glacier Thomsen émanait, à l'instar du glacier Banks, d'une masse de glace continentale située au sud-est de l'île Banks, comme l'indique, entre autres choses, la lithologie des blocs trouvés dans les tills de Kellett et de Baker.

L'étude des coupes des falaises Morgan a révélé la présence de sédiments marins, devenant d'abord plus fins vers le haut, puis plus grossiers dans la partie supérieure de la séquence, entre les sédiments de l'Interglaciaire de Morgan Bluffs et le Till de Kellett mis en place par le glacier Thomsen (fig. 50, unité 7). On a donné à la masse d'eau dans laquelle ces sédiments ont été déposés le nom de Mer Pré-Thomsen. La séquence de sédiments enregistre probablement une transgression marine résultant de l'affaissement progressif de la région côtière lié à l'avancée du glacier Thomsen. Le retour vers des sédiments plus grossiers de nature glacio-marine, dans le haut de la séquence, marque peut-être la proximité du glacier immédiatement avant l'englaciation. Cette assertion est d'ailleurs appuyée par l'observation, dans une des coupes, de till et de sédiments marins interstratifiés. La Mer Pré-Thomsen est donc une transgression marine, reconnue jusqu'à ce jour uniquement dans les coupes des falaises Morgan, qui aurait précédé l'englaciation de l'est de l'île Banks par le glacier Thomsen.

Le glacier Thomsen s'est généralement écoulé vers le nord-ouest. Au cours de sa progression, il a mis en place, sur des dépôts glaciaires (Formation de Duck Hawk Bluffs) et interglaciaires (Formation de Morgan Bluffs) plus anciens, une nappe de till dans le secteur est de l'île (fig. 62). Les dépôts plus jeunes qui ont ultérieurement recouvert cette nappe font que les sédiments laissés par le glacier Thomsen sont observés ou bien en surface dans quatre régions distinctes du sud, du centre nord et du nord-est de l'île (fig. 60; carte 1565A) ou bien dans des coupes sous des dépôts plus jeunes (fig. 39). Bien qu'elles soient séparées les unes des autres, les nappes de tills de Kellett, de Baker et de Kange font en réalité partie d'une seule et même nappe mise en place par le glacier Thomsen. Les figures 8 et 25, 9 et 24 et 65 donnent respectivement un aperçu de l'aspect des régions recouvertes par les tills de Baker, de Kellett et de Kange.

L'écoulement du glacier Thomsen a été étroitement contrôlé par la topographie. Avant d'empiéter sur la côte est de l'île, le glacier a dû d'abord combler de glace les bras de mer situés à l'est (détroit du Prince-de-Galles) ou au sud-est de l'île (golfe Amundsen).

Dans le secteur sud de l'île, recouvert de Till de Kellett, la glace a atteint une épaisseur suffisante pour recouvrir le versant est et déborder sur le versant ouest. À l'extrémité sud de l'île, les régions élevées de Durham Heights ont présenté un obstacle suffisamment important pour contenir l'écoulement du glacier vers l'ouest (carte 1565A). Par contre, les glaces ont pu être canalisées dans la région relativement basse de la tête du bassin de la rivière Masik et s'écouler fort probablement jusqu'à la baie Thesiger (carte 1565A). La canalisation de l'écoulement glaciaire Thomsen dans la vallée de la rivière Masik est, sans doute en bonne partie, responsable de la forme en auge de

cette vallée (fig. 9). Selon toute probabilité, un petit lobe de glace, émanant du glacier Thomsen, a également atteint la baie Thesiger en s'écoulant dans la vallée du cours inférieur de la rivière Rufus. Plus au nord, les régions relativement élevées de la tête des bassins des rivières Siogak, Bernard, Big et Kellett ont été recouvertes de glace (carte 1565A), sans doute très peu épaisse puisque la progression du glacier a été bien vite interrompue. La limite d'étendue du glacier Thomsen, dans le secteur sud de l'île (carte 1565A), est basée surtout sur la limite d'étendue du Till de Kellett, sur la disposition des chenaux proglaciaires prenant naissance à la limite de la glace et sur la présence de quelques moraines terminales ou frontales.

Dans le centre nord de l'île, il existe deux régions où l'on trouve en surface des vestiges du passage du glacier Thomsen. Premièrement, dans la région du cours supérieur de la rivière Thomsen, où celle-ci s'écoule directement vers l'est, un petit lobe glaciaire a mis en place une série de crêtes constituées de sédiments de contact glaciaire. Ces crêtes, plus précisément des moraines de De Geer ou des collines "Kalixpinnmo" sont interprétées comme ayant été édifiées dans les eaux peu profondes de la Mer Big par un lobe de glace émanant du glacier Thomsen. Plus au nord, dans une seconde région du centre nord de l'île, un immense lobe, émanant du glacier Thomsen, a progressé à l'intérieur du bassin de la rivière Thomsen jusqu'au détroit de M'Clure (carte 1565A). À proximité de ce détroit, le lobe s'est divisé en deux plus petits lobes qui se sont écoulés vers le détroit de M'Clure par la voie de la dépression des baies Mercy (fig. 8) et Castel. D'ailleurs, ces lobes ont tout probablement contribué à façonner ces deux baies qui s'apparentent à des fjords. La limite d'étendue du lobe de glace qui s'est écoulé sous forme d'émissaire dans la dépression de la rivière Thomsen est précisée par la limite d'étendue de la nappe de Till de Baker, par la présence de chenaux proglaciaires qui trouvent leur origine à la limite du glacier et surtout par la présence d'un système de moraines terminales particulièrement bien développé (fig. 25). Au sud du plateau dévonien, la présence de moraines terminales (carte 1565A) indique la limite nord du lobe. À l'est de la rivière Thomsen, une série d'escarpements, développés dans la roche en place, a contenu la glace à l'intérieur de la dépression centrée sur la rivière. La limite d'extension du glacier se trouve à la limite de la zone, perceptible sur les photographies aériennes, de l'érosion et de l'accumulation glaciaires. L'érosion glaciaire plus intense que moyenne des formations dévoniennes de cette partie du bassin de la rivière Thomsen résulte du passage du glacier Thomsen. À l'ouest de la rivière Thomsen, la limite est indiquée par une séquence discontinue de moraines terminales et des chenaux d'eaux de fonte (fig. 25) ou encore par des moraines de chevauchement.

Dans une partie du secteur nord-est de l'île, soit la dernière région où des vestiges du passage du glacier Thomsen peuvent être observés (carte 1565A), l'étendue et la limite de l'avancée glaciaire correspond à la limite et à l'étendue de la nappe de Till de Kange. Il est évident que les régions du plateau dévonien, plus à l'ouest, ont présenté une barrière suffisamment importante pour entraver la progression du glacier.

Il est probable que le glacier Thomsen, qui a submergé les régions décrites ci-dessus, a également occupé une partie de la baie Thesiger et du détroit de M'Clure. Aucun vestige de telles avancées n'a cependant été découvert en surface, le long des côtes à proximité de ces masses d'eau, ou dans des coupes. L'englaciation subséquente de ces régions côtières, lors de la Glaciation d'Amundsen, a sans doute contribué à éroder, ou du moins à dissimuler, des sédiments qui auraient pu témoigner de la présence du passage d'un glacier.

Les tills de Kellett, de Baker et de Kange peuvent être examinés dans de nombreuses coupes (fig. 39). Le Till de Kellett repose sous le Till de Jesse de la Glaciation d'Amundsen dans les coupes à l'est (fig. 42) et au sud-ouest de l'embouchure de la rivière Nelson et à l'est de la baie Jesse (fig. 50).

Événements dans les régions non glaciées

Introduction

Comme l'illustre la figure 62 et la carte 1565A, de grandes régions du nord-est et de l'ouest de l'île Banks n'ont pas été recouvertes de glace au cours de la Glaciation de Thomsen. Plusieurs événements, reliés à la présence de la glace ailleurs sur l'île, ont cependant marqué ces régions non glaciées. Les eaux de fonte ont, en particulier, entaillé les surfaces non recouvertes de glace, lorsqu'elles pouvaient s'écouler librement, ou bien ont été retenues en bordure du glacier dans des lacs glaciaires. De grandes étendues, déprimées sous le niveau de la mer du moment par le poids des glaciers, ont également été submergées par des masses d'eaux marines.

Impact des eaux de fonte sur le modelé

L'entaille des surfaces non glaciées par les eaux de fonte du glacier Thomsen a été restreinte aux endroits où les eaux pouvaient s'écouler librement, c'est-à-dire aux endroits où aucun contact n'existait entre le front du glacier et des masses d'eaux marines ou glacio-lacustres ou une région élevée qui contenait l'écoulement fluvial. On comprendra donc que l'action des eaux de fonte a été, à toute fin pratique, limitée aux régions situées dans les bassins des rivières White Fox, Egg et Kellett au sud-ouest de l'île et à la région sise à l'ouest du lobe de glace dans le bassin de la rivière Thomsen.

L'entaille de la vallée moyenne de la rivière Kellett et de la haute vallée de la rivière "Ivitaruk", ainsi que de la plus grande partie des vallées des rivières White Fox et Egg, résulte probablement de l'écoulement des eaux de fonte du glacier Thomsen. La figure 25, où l'on peut voir un chenal proglaciaire à l'ouest du lac Gettis, illustre bien l'action des eaux de fonte dans les régions sises à l'extérieur de la limite d'avancée du glacier Thomsen.

Les lacs glaciaires Parker et Dissection: phases initiales

Un lac glaciaire, piégé entre le front du glacier responsable de la mise en place du Till de Kange et des régions élevées plus à l'ouest, a inondé de grandes étendues non glaciées de la partie sud et est du plateau dévonien du nord-est. La limite de submersion de ce lac glaciaire, nommé Parker (Vincent, 1978c), est indiquée grossièrement sur la figure 62 et de façon précise sur la carte 1565A.

L'exutoire qui a servi à évacuer les eaux du Lac Parker, alors que le glacier Thomsen avait atteint sa limite maximale d'avancée, se situe à environ 245 m d'altitude sur le point le plus bas non glacié de la ligne de partage des eaux entre la tête du bassin de la rivière Parker et la tête du bassin de la rivière Dissection, affluent de la rivière Thomsen. Cet exutoire a nécessairement servi, non seulement lorsque le glacier Thomsen avait atteint sa position maximale d'avancée, mais aussi lors de la phase de déglaciation du secteur nord-est de l'île. En effet, à cause de la présence de la glace dans le détroit du Vicomte-Melville, les eaux ne pouvaient être évacuées que vers le bassin de la rivière Thomsen. Du côté ouest de la ligne de partage des eaux, les eaux de déversement du Lac Parker, qui empruntaient le cours supérieur de la rivière Dissection, se sont à nouveau trouvées piégées dans un lac glaciaire retenu, à environ 170 m d'altitude, dans la vallée moyenne de la rivière Dissection, par le lobe de glace centré sur le bassin de la rivière Thomsen. On n'a pu localiser l'exutoire pour ce lac

glaciaire nommé Dissection (Vincent, 1978c). Il est possible que les eaux se soient évacuées vers le détroit de M'Clure en longeant le front est du lobe de glace. La limite d'étendue du Lac Dissection est indiquée sur la carte 1565A et sur la figure 62.

La Mer Big: phase initiale

Plusieurs observations de terrain démontrent qu'une importante masse d'eau marine, nommée Mer Big (Vincent, 1978c), a submergé de grandes étendues de l'île Banks à un moment donné. Les eaux de cette mer ont remanié des surfaces recouvertes de tills de Bernard, de Kellett et de Baker, surfaces à leur tour tronquées au sud-est par la nappe de Till de Jesse, au sud-ouest par la nappe de till de Sachs, et au nord-ouest par la nappe de Till de Bar Harbour. Dans de très nombreuses coupes le long du littoral est de l'île, d'importantes séquences de dépôts de la Mer Big apparent le Till de Kellett du Till de Jesse, et dans les coupes à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson, les sédiments de cette mer reposent sous les sédiments de l'Interglaciaire de Cape Collinson. L'ensemble de ces observations indique que la Mer Big a envahi l'île postérieurement à la glaciation responsable de la mise en place du Till de Kellett (Glaciation de Thomsen) et antérieurement à l'Interglaciaire de Cape Collinson et à la glaciation responsable de la mise en place des tills de Jesse, de Sachs et de Bar Harbour (Glaciation d'Amundsen, Stade de M'Clure).

De toute évidence, vu l'importance de la submersion, la Mer Big a pu envahir une bonne partie de la région non glaciée de l'ouest de l'île Banks parce que celle-ci était abaissée au-dessous du niveau de la mer du moment, grâce à la présence d'un glacier situé plus à l'est.

La Mer Big est considérée comme étant une mer glacio-isostatique associée à la Glaciation de Thomsen. Le tableau 7 met en évidence son contexte spatio-temporel tandis que la carte 1565A et les figures 35 et 62 indiquent son étendue et ses limites.

La Mer Big submergeait déjà une bonne partie du secteur ouest de l'île Banks alors que le glacier Thomsen avait atteint sa limite d'avancée (carte 1565A). On remarque, grâce aux isolignes (fig. 35) qui indiquent l'altitude maximale approximative des plans d'eau de la Mer Big en divers endroits, que la mer en question a submergé la région côtière ouest de l'île jusqu'à environ 60 m et la région à proximité du front glaciaire jusqu'à plus de 150 m. Ces isolignes sont une indication de l'importance de l'enfoncement de l'écorce terrestre dans la région non glaciée à la périphérie de la masse de glace. Il est normal que les isolignes s'élèvent à mesure que l'on s'approche du glacier ou, si l'on veut, de la masse responsable de la dépression glacio-isostatique. Il est également intéressant de noter que les isolignes se tournent progressivement vers le sud-est. Ce phénomène implique que la masse de glace dominante devait se situer au sud-est.

Une dépression de plus de 150 m, à la limite d'avancée d'un glacier, peut sembler considérable. Il importe de noter cependant que des valeurs élevées ont déjà été remarquées ailleurs dans une telle situation. Dyke (1979) indique que la limite marine, mesurée sur la Moraine de Duval (moraine marquant la limite de l'avancée glaciaire au début du Wisconsinien), dans la région sud-ouest de la péninsule Cumberland de la côte est de l'île Baffin, se trouve à 100 m d'altitude. De même, Weidick (1975, tabl. 6), dans sa revue des recherches sur le Quaternaire du Groënland, signale une douzaine de régions où plusieurs auteurs ont indiqué que l'altitude de la limite marine, à la limite d'avancée glaciaire de la fin du Wisconsinien ou à l'intérieur des terres à proximité de celle-ci, atteignait plus de 100 m.

Dans cette discussion du niveau apparent de la mer, ou si l'on veut de la dépression de l'écorce dans la région périphérique d'un glacier, il ne faut pas oublier que d'autres facteurs tendent à accroître ou à diminuer la dépression apparente qui se mesure grâce à la présence en bordure du glacier d'une masse d'eau marine. Dans le cas de la Mer Big, la configuration un peu en forme de baie du front glaciaire, dans la région où les altitudes élevées ont été notées, fait que l'altitude mesurée est probablement plus élevée que dans le cas d'un glacier à rebord rectiligne. De même, une partie non négligeable de la dépression apparente peut être imputée à l'attraction gravitationnelle exercée par la glace sur la mer, comme l'a avancé Clark (1976). D'un autre côté, l'altitude du niveau mondial de la mer au moment de la déglaciation demeure inconnue. Il est cependant presque certain que le niveau était beaucoup plus bas que le niveau actuel, particulièrement si la déglaciation s'est produite tôt par rapport aux autres régions recouvertes par la glace en Amérique du Nord. Si tel était le cas, il faudrait, dans le calcul de l'enfoncement total de l'écorce, tenir compte de la hausse eustatique de la mer.

Quoi qu'il en soit, il est évident que la région ouest de l'île Banks, à la périphérie de la limite d'avancée du glacier Thomsen, a été déprimée de façon considérable, ce qui a permis à la Mer Big de submerger de grandes étendues. Comme l'illustre la figure 62, la mer a submergé toute la région côtière ouest de l'île et a recouvert les régions basses du centre de l'île en s'infiltrant par les vallées des rivières Bernard, Storkerson et Big. Si l'on compare en divers endroits l'altitude de la surface de l'île avec celle de la limite marine (carte 1565A), on se rend compte que la Mer Big n'a nulle part été très profonde dans la région sise à l'ouest de la ligne de partage des eaux séparant l'écoulement vers la mer de Beaufort de celui vers le détroit du Prince-de-Galles ou le golfe Amundsen.

Les eaux de la Mer Big ont considérablement remanié les surfaces qu'elles ont recouvertes. Une bonne partie du relief atténué que l'on observe, particulièrement à l'intérieur d'une ceinture de 20 à 30 km de largeur le long de la côte faisant face à la mer de Beaufort, est imputable à la présence de la Mer Big (fig. 36, 37). Également reliées à la Mer Big sont les grandes régions planes, de part et d'autre du cours moyen et supérieur de la rivière Bernard, qui résultent du colmatage par des sédiments mis en place, en bordure de la mer, par des cours d'eau qui s'y déversaient.

Déglaciation et submersion des régions nouvellement déglaciées par la Mer Big et le Lac Parker

Il est impossible de savoir si l'avancée maximale du glacier Thomsen est synchrone partout sur l'île. À cause de la présence du complexe de moraines terminales extrêmement bien développé, une langue glaciaire a dû vraisemblablement séjourner dans le bassin de la rivière Thomsen durant une période relativement longue.

Lorsque le glacier Thomsen a commencé à se retirer du nord-est de l'île, le Lac Parker a talonné la glace, comme l'indique la présence des sédiments glacio-lacustres et du remaniement à l'intérieur de la région recouverte de Till de Kange. L'abaissement progressif de la limite maximale de délavage, dans la région glaciée au nord de la région du cours inférieur de la rivière Parker, et la présence de deltas glacio-lacustres à des altitudes inférieures à 245 m indiquent qu'à un certain moment des exutoires, permettant un écoulement vers le détroit du Vicomte-Melville, ont été libérés des glaces. La vidange finale a eu lieu lors de la déglaciation complète de la région côtière.

La morphologie glaciaire du secteur nord-est de l'île, recouverte par le glacier Thomsen, mais non submergée par le Lac Parker (carte 1565A), est une morphologie de fonte sur place de la glace avec ses moraines bosselées et ses

nombreux petits chenaux d'eaux de fonte. Le contraste est frappant entre cette région et celle recouverte par le Lac Parker où le retrait du glacier par vêlage dans le lac a laissé peu de formes d'érosion ou d'accumulation glaciaires visibles sur les photographies aériennes. La disposition des chenaux d'eaux de fonte indique que le glacier s'est retiré vers l'est et le sud-est.

Le lobe de glace dans le bassin de la rivière Thomsen semble également avoir en grande partie fondu sur place. La disposition des chenaux d'eaux de fonte et des petites moraines frontales (carte 1565A) indique que le lobe s'est retiré de façon graduelle vers le centre de la dépression, sur lequel le lobe était situé, en même temps que vers le sud, soit vers le centre du glacier duquel il provenait. Des formes d'accumulations glaciaires, telles que de petites moraines frontales et des moraines bosselées, ainsi que des chenaux d'eaux de fonte sont particulièrement bien développés dans la région à l'ouest de la rivière Thomsen et au nord de la rivière "Ivitaruk".

Un petit lobe de glace a recouvert la région du cours supérieur de la rivière Thomsen où celle-ci s'écoule d'ouest en est (fig. 60, carte 1565A). Ce lobe semble s'être retiré à l'intérieur d'une masse d'eau, en raison de la mise en place, en sa bordure lors de son retrait, de crêtes ressemblant à des moraines de De Geer ou à des collines "Kalixpinnmo". La localisation de ce lobe, à un endroit où le glacier Thomsen et le glacier Amundsen semblent avoir tous deux atteint approximativement la même limite d'étendue (fig. 60), fait qu'il est difficile de l'associer à l'une ou à l'autre glaciation. L'explication la plus simple est que ce lobe représente une crue glaciaire, provoquée et facilitée par la présence de la Mer Big, au front du glacier Thomsen (fig. 62). Cependant, il se peut également que le lobe représente une crue du glacier Amundsen dans un petit lac glaciaire peu profond, retenu à la marge du glacier par un gauchissement temporaire de la région résultant de la présence du glacier plus à l'est.

Dans le secteur sud-est de l'Île, qui n'a pas été recouvert subséquemment par le glacier Amundsen (carte 1565A), on distingue deux régions où le retrait s'est effectué de façon quelque peu différente. Dans la partie nord de cette région, le glacier était talonné, dans les endroits les plus bas, par la Mer Big (carte 1565A). La mer, très peu profonde, n'a pas submergé de nombreuses surfaces qui formaient à ce moment-là des îlots. Les moraines bosselées et le grand nombre de chenaux d'eaux de fonte sur les îlots indiquent qu'il s'agissait d'un glacier très peu actif dont la plus grande partie a fondu sur place. Dans la partie sud de la région, les grandes étendues de moraines bosselées semblent également indiquer une fonte sur place de glace. Les eaux de fonte ont partout entaillé les surfaces et se sont encaissées, souvent profondément, dans les sédiments des formations de Chistopher, de Kanguk et d'Eureka Sound (carte 1565A). Dans la région au nord du cours moyen de la rivière Masik, la présence de formes profilées indique un degré d'activité plus intense du glacier au cours de la déglaciation. Il est possible que dans cette région la glace ait été canalisée vers l'importante dépression centrée sur la rivière Masik.

Il est peu surprenant que, dans l'ensemble, le glacier Thomsen n'ait pas été actif lors de la déglaciation. Il ne faut pas oublier que le glacier s'est arrêté, faute d'alimentation, sur le versant est de l'Île (au nord-est et à l'extrémité sud) ou n'a fait que recouvrir la partie la plus haute du versant ouest de l'Île (cours supérieur des rivières Big et Bernard). Le glacier Thomsen n'a pu progresser sur le versant nord et ouest de l'Île que dans les dépressions respectivement centrées sur les bassins très bas des rivières Thomsen et Masik.

Comme le versant est de l'Île a été glacié à nouveau lors de la Glaciation d'Amundsen, on ne peut retracer la déglaciation Thomsen dans cette région. Les nombreuses coupes (fig. 39) témoignent du fait que le glacier a été talonné par la Mer Big au cours de son retrait. Plusieurs coupes montrent en effet que le Till de Kellett repose sous des séquences considérables de sédiments marins associés à la Mer Big. Les figures 35 et 62 illustrent l'étendue de la mer sur le versant est, telle que déduite de la localisation des sédiments et de l'altitude à laquelle ceux-ci ont été trouvés. Les sédiments, présents sous forme de rythmites non fossilifères, et sans doute non caractéristiques des sédiments marins que l'on trouve dans d'autres mers postglaciaires, ont été décrits au chapitre précédent. Leur signification devient cependant évidente si l'on tient compte du contexte paléo-géographique lié à la déglaciation du versant est de l'Île. En se retirant vers le sud-est, le glacier Thomsen a libéré petit à petit le versant est de l'Île Banks et le détroit du Prince-de-Galles. La Mer Big formait donc une masse d'eau marine longue et étroite à la marge du glacier, dans laquelle s'accumulaient d'énormes quantités d'eau douce et de sédiments provenant du glacier situé plus à l'est. En s'appuyant sur Kuenen (1951), qui distingue les mécanismes de sédimentation dans les masses d'eaux douces, saumâtres ou salées, en contact avec un glacier, on peut imaginer un scénario de mise en place pour expliquer le type de sédiments de la Mer Big. En été, l'apport d'eau dans le bras de mer provenait de la fonte du glacier. Il s'agissait donc en grande partie d'eau douce. Cette eau, chargée de sédiments, devait avoir une plus grande densité que les eaux faiblement saumâtres du bras de mer. Ainsi, des courants de turbidité ont sans doute existé et ont été responsables de la mise en place des sédiments sous forme de rythmites. La grande épaisseur des rythmites et les grandes variations granulométriques dans les couches s'expliquent non seulement par la proximité du front glaciaire, mais aussi, par le fait que les sédiments n'ont pu être étalés dans un grand bassin, comme c'est habituellement le cas, parce que le versant est de l'Île formait une barrière qui empêchait cet étalement. Les lits plus fins, dans les séquences de rythmites, proviennent sans doute non seulement de la sédimentation des particules fines au cours de l'hiver, mais s'accumulent également grâce à la floculation. Il semble en effet concevable que le bras de mer, faute d'alimentation en eau douce provenant de la fonte du glacier, redevenait plus salé au cours de l'hiver. L'absence de faune marine dans les sédiments fins de la Mer Big s'explique probablement par l'importance de la vitesse de sédimentation dans le bras de mer et par la nature peu salée de l'eau.

Avec le relèvement isostatique de la région, la Mer Big a commencé à se retirer. Il est probable que la ligne de partage des eaux entre le bassin est et ouest de l'Île ait émergé très tôt. Ainsi deux masses d'eau se sont retirées, l'une vers l'ouest, l'autre vers l'est, à mesure que l'Île se relevait. Des sédiments grossiers, transportés par les cours d'eaux qui s'écoulaient sur les régions émergées de l'Île, ont été mis en place à l'embouchure de ces cours d'eau dans la mer en régression. Ces sédiments deltaïques, souvent étagés à l'intérieur de vallées du versant est de l'Île, recelaient des coquillages qui ont pu être datés aux acides aminés. Le relèvement s'est poursuivi jusqu'à l'émersion complète de l'Île.

Modifications ultérieures du modelé

Le modelé édifié au cours de la Glaciation de Thomsen, et ultérieurement épargné par la Glaciation d'Amundsen, a été modifié de diverses façons au cours de la longue période qui a suivi son édification. Les processus périglaciaires, surtout les mouvements de masse lents, ont modifié quelque peu le relief glaciaire original en l'atténuant. L'intensité de cette action est plutôt faible cependant si on la compare à celle qui a joué sur les dépôts glaciaires associés à la Glaciation de Banks. Les eaux de fonte provenant du glacier Amundsen ont contribué le plus à changer l'allure du modelé glaciaire original. Leur action érosive a été particulièrement

intense dans tout le secteur sud de l'île recouvert par le Till de Kellett (fig. 9, 24). Les eaux des lacs glaciaires Raddi, Masik et Rufus ont remanié certaines surfaces recouvertes de Till de Kellett, tandis que les eaux du Lac Ivitaruk ont remanié, dans le bassin de la rivière Thomsen, les surfaces recouvertes de Till de Baker.

Âge de la Glaciation de Thomsen

L'âge de la Glaciation de Thomsen n'est pas connu de façon précise. Cette glaciation précède la Glaciation d'Amundsen et l'Interglaciaire de Cape Collinson (tabl. 7). Les résultats de datations aux acides aminés sur des coquillages marins, recueillis dans les sédiments deltaïques de la Mer Big, indiquent que la submersion par cette mer est antérieure au dernier interglaciaire. Puisque la Mer Big est associée à la Glaciation de Thomsen, cette dernière précède nécessairement le dernier interglaciaire.

L'Interglaciaire de Cape Collinson

On observe dans la coupe A, à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (fig. 41 et 42, unité 11), une séquence de 0 à 20 cm de sédiments, recelant de la matière organique, qui repose sur du sable et du gravier de la Mer Big, associés à la Glaciation de Thomsen (Formation de Nelson River), et que surmontent du sable et du gravier marins de la Mer Pré-Amundsen et du Till de Jesse (Formation de Prince of Wales) associé à la Glaciation d'Amundsen. Une photographie (fig. 45) montre cette séquence décrite en détail au chapitre précédent. Les sédiments organiques ont probablement été mis en place dans une mare de toundra au cours d'une période de nature interglaciaire et à laquelle on a donné le nom d'Interglaciaire de Cape Collinson. Le contexte spatio-temporel de ce dernier apparaît au tableau 7.

Les conditions climatiques, déduites de l'étude de la faune et de la flore contenues dans les sédiments organiques (tabl. 3 et 4, col. A), lors de la mise en place des sédiments de l'Interglaciaire de Cape Collinson, étaient plus chaudes qu'elles ne le sont aujourd'hui. Cette assertion repose sur le fait que des scarabées, qu'on retrouve aujourd'hui dans la zone de toundra à proximité de la limite des arbres, avec une grande quantité de macrorestes et pollens de **Betula**, essentiellement absents sur l'île aujourd'hui, ont été prélevés dans les sédiments riches en matières végétales.

La présence dominante de **Betula** sur l'île Banks nécessite un réchauffement considérable de la zone de toundra sud de l'île et implique une migration importante vers le nord du front arctique et de la ligne des arbres. Bien que cette migration ait été relativement importante dans le nord-ouest de l'Arctique canadien, au cours de la période de réchauffement maximal post-glaciaire de l'Holocène, comme l'ont démontré, entre autres, Ritchie et Hare (1971), elle ne s'a probablement pas été autant que lors de la migration associée à la mise en place de la Formation de Cape Collinson. En effet, l'étude de la macroflore de plusieurs tourbes holocènes de l'île Banks, datant de l'hypsithermal, n'a pas révélé la présence de **Betula**. Il devient alors évident que les sédiments organiques de la Formation de Cape Collinson impliquent un climat encore plus chaud que celui du présent interglaciaire et témoignent du caractère interglaciaire de la Formation de Cape Collinson.

La coupe A (fig. 41), de la région à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson, est le seul endroit sur l'île Banks où des sédiments organiques entre des sédiments nettement associés soit à la Glaciation de Thomsen, soit à la Glaciation d'Amundsen ont été trouvés. Ce site revêt donc une importance primordiale puisqu'il indique qu'une période, au cours de laquelle des sédiments terrestres ont pu s'accumuler sous un climat plus chaud qu'actuellement, s'est écoulée entre la Glaciation de Thomsen et la Glaciation d'Amundsen.

Les sédiments de la Formation de Cape Collinson sont stratigraphiquement situés entre des séquences de dépôts glaciaires et marins qui représentent deux cycles glaciaires complets et bien distincts: la Glaciation de Thomsen discutée ci-dessus et la Glaciation d'Amundsen discutée ci-dessous. Il est logique de considérer que la mise en place des sédiments de la Formation de Cape Collinson a eu lieu avant la dernière grande glaciation. Ils reposent sur les sédiments de la Mer Big mis en place avant le dernier interglaciaire si l'on se fie aux résultats de datations aux acides aminés. Ils sont sous-jacents aux sédiments de la Mer Pré-Thomsen et au Till de Jesse interprétés comme ayant été mis en place au cours d'un stade glaciaire nommé M'Clure qui se situerait au début de la dernière Glaciation d'Amundsen.

La datation de >61 000 (QL-1230; datation n^{o} 56, app. D), obtenue sur du bois prélevé dans les lits à l'étude, indique de toute façon que les sédiments sont plus vieux que ceux associés à un interstadiaire du Wisconsinien moyen. Comme le Wisconsinien inférieur est généralement associé en Amérique du Nord à une période où les glaciers ont le plus souvent atteint leur extension maximale (Dreimanis et al., 1981), il est très probable que les sédiments à l'étude, qui reposent sous le Till de Jesse marquant la limite d'avancée maximale au cours du dernier cycle glaciaire, précèdent le début du Wisconsinien.

Les sédiments de la Formation de Cape Collinson pourraient dater de l'interglaciaire Sangamonien, le plus récent interglaciaire reconnu en Amérique du Nord. Si l'on se réfère encore une fois à la chronologie basée sur la variation de la teneur en isotopes d'oxygène dans des carottes prélevées dans les fonds océaniques, l'âge de l'interglaciaire à l'étude pourrait atteindre environ 120 000 ans (phase 5e de Shackleton, 1969 et début du cycle "B" de Ruddiman and McIntyre, 1976).

Malheureusement, aucun indice permettant de fixer le niveau de la mer au cours de l'Interglaciaire de Cape Collinson n'a été découvert. Étant donné que le niveau mondial de la mer se situait quelques mètres au-dessus du niveau actuel au cours du dernier interglaciaire, la définition du niveau de la mer au cours de l'Interglaciaire de Cape Collinson aurait pu fournir un autre élément permettant de confirmer la nature interglaciaire des lits de la Formation de Cape Collinson.

Puisque l'intervalle interglaciaire de Cape Collinson est reconnu uniquement en coupe, il est difficile de parler des modifications du relief de l'île survenues au cours de cette période. Le climat, plus chaud et sans doute plus humide, a probablement été responsable, si on le compare au climat actuel, de l'activité accrue des processus fluviaux et thermo-karstiques et d'une diminution de l'action éolienne.

La Glaciation d'Amundsen

Introduction

La Glaciation d'Amundsen (Vincent, 1978c) comprend deux stades glaciaires, M'Clure et Russell, séparés par un interstadiaire sans nom. Il s'agit de la dernière glaciation reconnue sur l'île Banks et est postérieure à l'Interglaciaire de Cape Collinson.

Au cours du Stade de M'Clure qui remonte au début de la Glaciation d'Amundsen, des lobes de glace, débordant des bras de mer entourant l'île Banks, ont empiété sur les régions côtières. Le Lobe de Prince of Wales (Vincent, 1978c), le mieux représenté sur l'île, émanait du golfe Amundsen. Il a recouvert le secteur sud de l'île à l'est de Nelson Head et s'est écoulé vers le nord-est dans le détroit du Prince-de-Galles, empiétant sur la côte est de l'île Banks et la côte ouest de l'île Victoria (Fyles, 1963, p. 14). Le Lobe de Thesiger (Vincent, 1978c), émanant du golfe Amundsen, s'est

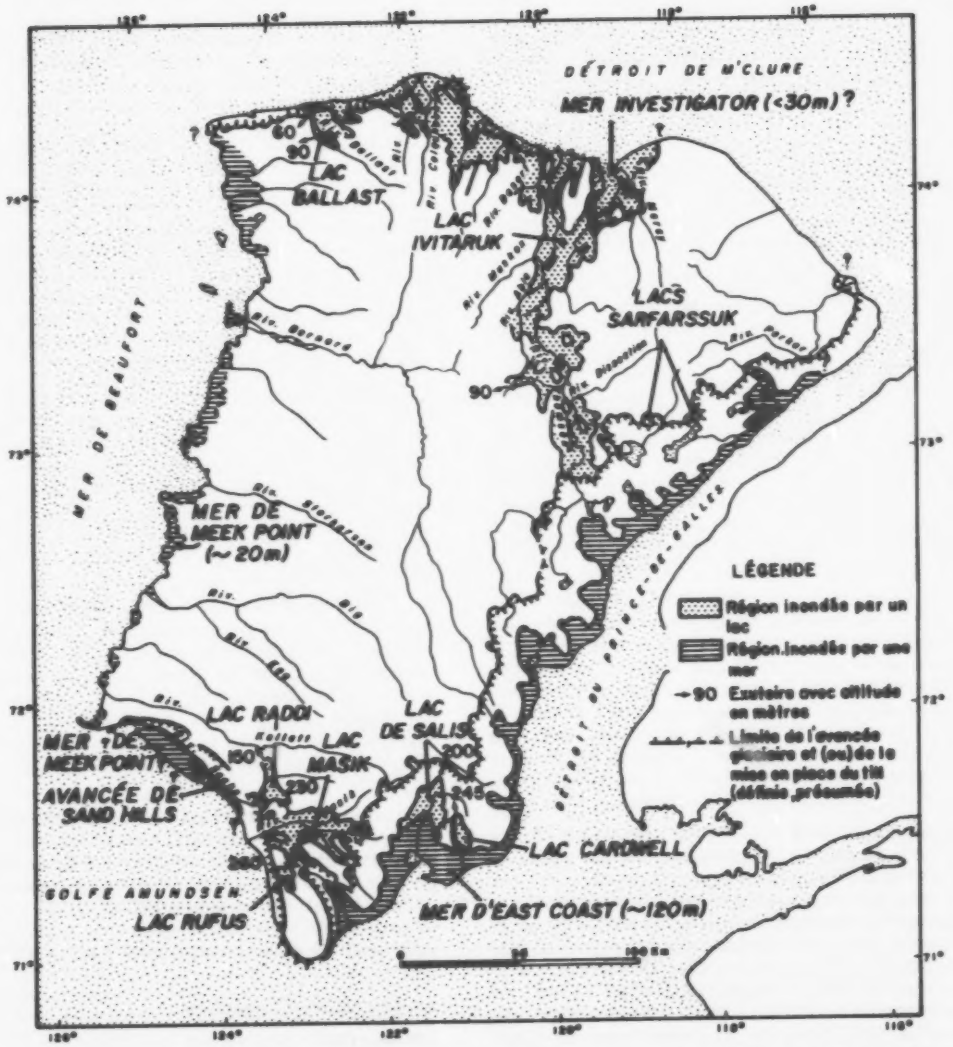


Figure 63. *Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen ainsi que les étendues recouvertes par les lacs glaciaires Raddi, Masik, Rufus, Cardwell, De Salis, Sarfarssuk, Ballast et Iviturak et par les mers de Meek Point et d'East Coast. La limite de l'avancée de Sand Hills est également indiquée.*

Paleogeographic map of Banks Island showing the glacial limit during the M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation as well as areas submerged by glacial Lakes Raddi, Masik, Rufus, Cardwell, De Salis, Sarfarssuk, Ballast and Iviturak and by the Meek Point and East Coast seas. The glacial limit of the Sand Hills readvance is also shown.

étalé dans la baie Thesiger empiétant sur la côte sud-ouest de l'île entre Nelson Head et Sachs Harbour. Carsola (1954), en se basant sur la forme en auge du golfe Amundsen (fig. 11), en a le premier indiqué l'origine distinctement glaciaire. Le Lobe de Prince Alfred, émanant du détroit du Vicomte-Melville, s'est écoulé dans le détroit de M'Clure jusqu'à l'extrémité nord-ouest de l'île Banks en empiétant sur la côte nord. Le Lobe Prince Alfred portait initialement le nom de M'Clure (Vincent, 1978c), mais ce dernier ne désigne plus maintenant que le stade glaciaire.

La figure 63 est une carte paléogéographique montrant la limite d'étendue des divers lobes associés au Stade de M'Clure. À l'instar de la carte 1565A, elle indique les surfaces recouvertes par les lacs glaciaires Sarfarssuk, Cardwell et De Salis, retenus par le Lobe de Prince of Wales; les lacs Masik, Rufus et Raddi, retenus par le Lobe de Thesiger, et les lacs Ballast et Ivitaruk, retenus par le Lobe de Prince Alfred. Également indiquées sont les surfaces recouvertes par les mers de Meek Point et d'East Coast qui ont respectivement submergé les régions côtières ouest et est de l'île à la fin du stade. L'avancée de Sand Hills résulte probablement d'une nouvelle avancée tardive du Lobe de Thesiger au cours du Stade de M'Clure.

Au cours du Stade de Russell à la fin de la Glaciation d'Amundsen, un lobe de glace centré sur le détroit du Vicomte-Melville a empiété sur une petite région de l'extrémité nord-est de l'île. La figure 66 est une carte paléogéographique montrant la limite d'avancée de ce lobe ainsi que les superficies recouvertes par la Mer de Schuyter Point qui a submergé la côte est de l'île à la fin du Stade de Russell.

Les deux stades de la Glaciation d'Amundsen sont placés dans leur contexte spatio-temporel dans le tableau 7 et l'ensemble des sédiments, mis en place au cours de cette glaciation, font partie de la Formation de Prince of Wales. La mise en place des tills de Jesse, de Sachs, ainsi que de Mercy et de Bar Harbour (fig. 19 et carte 1565A) par les lobes de Prince of Wales, de Thesiger et de Prince Alfred respectivement est considérée comme ayant eu lieu au cours du Stade de M'Clure. Le Till de Carpenter (fig. 19 et carte 1565A) a, de son côté, été mis en place au cours de l'avancée de Sand Hills. La répartition des sédiments est précisée dans la carte de géologie du Quaternaire (carte 1565A).

Le Stade de M'Clure

Introduction

Au cours du Stade de M'Clure, trois lobes de glace, émanant de la calotte glaciaire laurentidienne sise au sud-est de l'île Banks, ont emprunté les bras de mer au sud-ouest, au sud, à l'est et au nord de l'île et ont empiété sur les régions côtières. L'évolution de chacun de ces trois lobes est reconstituée ci-dessous. Bien que l'histoire de chaque lobe soit discutée séparément, les lobes de Prince of Wales et de Thesiger ont certainement existé au même moment et le Lobe de Prince Alfred a probablement emprunté le détroit de M'Clure alors que le détroit du Prince-de-Galles et la baie Thesiger étaient eux-mêmes recouverts de glace.

Le Lobe de Prince of Wales

Englaciation et submersion par la Mer Pré-Amundsen. Le Lobe de Prince of Wales (Vincent, 1978c), qui émanait d'une masse de glace ancrée dans le golfe Amundsen et sur l'île Victoria, a empiété sur le secteur sud de l'île et poursuivi sa progression vers le nord-est dans la dépression centrée sur le détroit du Prince-de-Galles. Les vestiges glaciaires, laissés par ce lobe, correspondent sans doute aux dépôts glaciaires de la côte est de l'île qui ont été notés en premier par Washburn (1942 et 1947), Hobbs (1945), Porsild (1950), Jenness (1952) et Manning (1956), puis décrits plus en détail par Fyles (1962).

Il est probable qu'une transgression marine ait précédé l'englaciation en certains endroits comme l'indique la présence des sédiments de la Mer Pré-Amundsen dans la coupe à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (fig. 42, unité 12).

La limite ouest d'étendue du Lobe de Prince of Wales est indiquée de façon précise sur la carte 1565A et grossièrement sur la figure 63. Les figures 9, 10, 24 et 64 montrent la limite d'avancée du lobe et donnent un aperçu de l'aspect des régions recouvertes de Till de Jesse (fig. 19 et carte 1565A) mis en place au cours de la progression du glacier. Le Till de Jesse se prête à l'examen dans de nombreuses coupes (fig. 39).

La limite du Lobe de Prince of Wales a été placée à la limite d'étendue du Till de Jesse dont les surfaces sont caractérisées par de denses réseaux de polygones à centre bombé (fig. 24, 64). En quelques endroits, des moraines terminales (fig. 9) et des chenaux d'eaux de fonte (fig. 64) marquent également de façon distincte l'emplacement de la limite. Les régions du sud-est et de l'est de l'île, qui forment aujourd'hui la ligne de partage des eaux entre l'écoulement vers l'est ou l'ouest, ont été suffisament élevées pour contenir le lobe à l'intérieur de la dépression centrée sur le détroit du Prince-de-Galles. Partout la glace n'a pu que déborder faiblement sur le versant ouest de l'île. La faible activité de la glace peut être déduite de l'examen des photographies aériennes. Ces dernières montrent qu'à proximité de la limite, la topographie contrôlait si étroitement le glacier que la présence de collines peu élevées était suffisante pour entraver l'écoulement glaciaire (fig. 24, 64). Au nord-est, les régions relativement élevées du sud du plateau dévonien ont été des barrières efficaces pour contenir l'écoulement.

La limite glaciaire, qui décroît progressivement vers le nord-est, se situe à environ 400 m au sud de l'île et à 200 m au nord-est. Ceci implique un gradient de la surface du glacier de moins de 1 m par kilomètre. On ne peut expliquer ce faible gradient en considérant le Lobe de Prince of Wales comme étant une plate-forme de glace. L'importance de l'altitude des régions recouvertes de glace (>400 m au sud) et la faible profondeur du détroit du Prince-de-Galles et du golfe Amundsen immédiatement au sud de celui-ci (<200 m, fig. 11) excluent cette possibilité. Le Lobe de Prince of Wales devait nécessairement reposer sur le sol dans le détroit lors de sa progression. L'existence d'un faible gradient peut être expliquée par l'hypothèse de Boulton et Jones (1979) qui affirme que lorsqu'un glacier s'écoule non pas sur un lit rigide, mais sur des sédiments poreux, ces derniers sont déformés, entraînant du même fait un effondrement du profil du glacier et l'établissement d'un gradient plus faible. Des structures et déformations glaciotectoniques ont d'ailleurs été fréquemment observées dans la partie supérieure des sédiments mis en place dans la Mer Big, qui reposent immédiatement en dessous du Till de Jesse.

Événements dans les régions non glaciées et submersion par les lacs glaciaires Sarfarssuk. Comme l'illustre la figure 63 et la carte 1565A, la plus grande partie de l'île Banks n'était pas glaciée alors que le Lobe de Prince of Wales recouvrait l'est de l'île. À l'instar du glacier Thomsen, les eaux de fonte émanant du lobe ont eu une activité éroisive particulièrement intense dans les régions où les eaux pouvaient s'écouler librement vers la mer de Beaufort. On retrouve dans les régions à la tête des bassins des rivières Kellett, Big, Bernard et Thomsen de splendides plaines d'épandage proglaciaires (fig. 10, 64; carte 1565A) ainsi que de nombreux endroits qui ont distinctement été entaillés par les eaux de fonte émanant du glacier (fig. 9, 24, 64; carte 1565A). Il est également

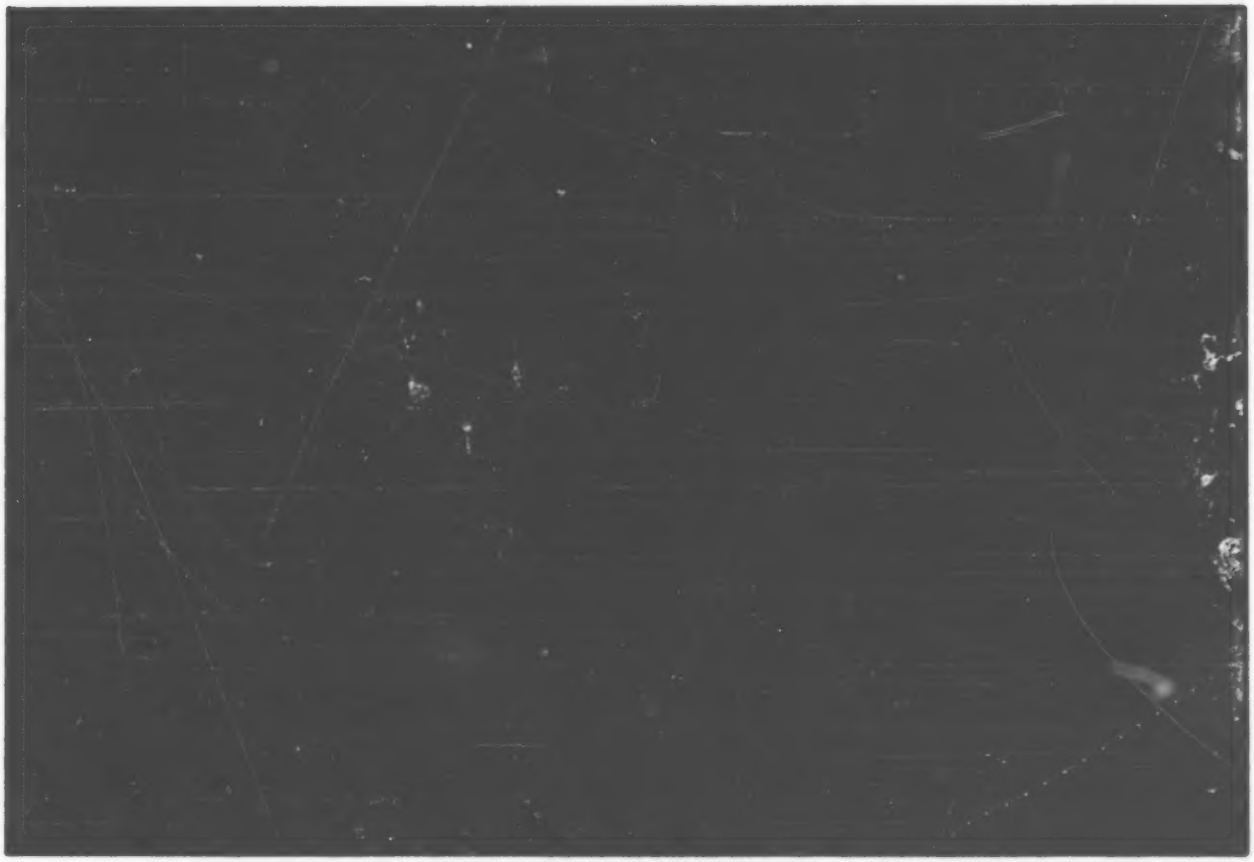


Figure 64. *Vue aérienne du secteur est de l'île Banks immédiatement au sud de la baie Jesse. On voit sur la photographie: la limite ouest du Lobe de Prince of Wales (Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen) (⌒); des surfaces recouvertes de Till de Kellett (Glaciation de Thomsen) et de Till de Jesse (Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen); des épandages fluvio-glaciaires associés aux glaciations de Thomsen et d'Amundsen; des surfaces profilées de Till de Jesse (⟶); des moraines frontales mises en place lors du retrait du Lobe de Prince of Wales (⌒); la limite marine des mers d'East Coast (⌒) et de Schuyter Point (⌒) ainsi que les surfaces recouvertes par celles-ci; des plages soulevées édifiées lors du retrait de la Mer de Schuyter Point (:::). Le contraste entre les régions recouvertes de Till de Kellett et celles recouvertes de Till de Jesse, ainsi que celui entre les régions recouvertes de Till de Jesse sises au-dessus ou en dessous de la limite de submersion de la Mer d'East Coast, sont à noter. Parties des photographies aériennes A17057-93 et A17130-66, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.*

Aerial view of the eastern area of Banks Island just south of Jesse Bay. Shown on the photograph are: the western limit of the Prince of Wales Lobe (M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation (⌒); surfaces covered by Kellett Till (Thomsen Glaciation) and Jesse Till (M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation); glaciofluvial outwash associated with the Thomsen and Amundsen glaciations; streamlined Jesse Till surfaces (⟶); and moraines built during retreat of the Prince of Wales Lobe (⌒); marine limit of the East Coast (⌒) and Schuyter Point (⌒) seas, as well as surfaces covered by these; raised beaches built during retreat of the Schuyter Point Sea (:::). The contrast between the areas covered by Kellett Till and those covered by Jesse Till, as well as the contrast between Jesse Till surfaces situated above or below the East Coast Sea limit of submergence are to be noted. Parts of air photographs A17057-93 and A17130-66, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

certain que l'édification de certaines terrasses de la partie centrale et de l'ouest de l'île résulte du passage des eaux de fonte émanant du Lobe de Prince of Wales.

Des lacs proglaciaires ont pu être retenus à la marge du glacier, seulement dans le secteur nord-est où le lobe est demeuré sur le versant est de l'île. Selon toute probabilité, plusieurs lacs ont été retenus en divers endroits le long du front glaciaire entre la rivière "Sarfarssuk" et la rivière Parker (fig. 63; carte 1565A). L'étendue de ces lacs est cependant difficile à définir étant donné qu'ils ont submergé des endroits inondés au préalable par le Lac Parker lors de la déglaciation de Thomsen. Par exemple, un lac a tout probablement inondé le bassin inférieur de la rivière Parker, mais celui-ci est difficile à distinguer du Lac Parker. Malgré ces problèmes, deux petits lacs, nommés Sarfarssuk, ont été identifiés (Vincent, 1978c). Leur limite de submersion est indiquée de façon précise sur la carte 1565A, et plus grossièrement sur la figure 63. Ces lacs éphémères se sont drainés vers l'ouest, via des tributaires de la rivière Thomsen, et se sont probablement déversés dans le Lac glaciaire Ivitaruk.

En plusieurs endroits, les eaux proglaciaires émanant du lobe de Prince of Wales se sont déversées dans des lacs glaciaires retenus par les lobes de Prince Alfred et de Treseiger. Par exemple, les eaux de fonte qui s'écoulaient dans le bassin supérieur de la rivière Thomsen se déversaient éventuellement dans le Lac Ivitaruk, retenu dans le bassin inférieur de la rivière du même nom. Celles qui s'écoulaient dans le bassin de la rivière Rufus se déversaient dans le Lac Rufus, et celles qui s'écoulaient dans le bassin supérieur des rivières Atitok et Masik se déversaient dans le Lac Masik. Ce faisant, les eaux de fonte ont apporté des sédiments dans les lacs et ont édifié en plusieurs endroits des deltas glacio-lacustres. La figure 9 montre un de ces deltas mis en place dans le Lac Masik qui inondait la vallée de la rivière Jeannette, affluent de la rivière Masik.

Déglaciation et submersion des régions nouvellement déglaciées par les lacs Cardwell et De Salis et par la Mer d'East Coast. Le mode de retrait du Lobe de Prince of Wales, sur le versant est de l'île, est marqué par la présence d'un grand nombre de dépôts de contact glaciaire, comme des moraines frontales ou des kames, et par des chenaux d'eaux de fonte (fig. 31; carte 1565A). La localisation de ces formes glaciaires indique clairement que la glace s'est retirée vers le détroit du Prince-de-Galles.

Les grandes étendues de moraines bosselées, particulièrement aux endroits où le lobe a recouvert les régions sud de l'île (fig. 26), témoignent de l'inactivité de la glace lors de la déglaciation de ces lieux.

Alors que le Lobe de Prince of Wales se retirait vers le golfe Amundsen, des lacs glaciaires ont été retenus, dans plusieurs vallées, entre le front du glacier et les régions plus élevées formant une ligne de partage des eaux. Le Lac Cardwell (Vincent, 1978c) a inondé le bassin supérieur de la rivière du même nom jusqu'à une altitude d'environ 245 m (fig. 63; carte 1565A). Ces eaux se déversaient vers le Lac De Salis par un exutoire situé à 245 m sur la ligne de partage des eaux entre les deux lacs. Le Lac De Salis (Vincent, 1978c) a, de son côté, inondé le bassin supérieur de la rivière du même nom jusqu'à une altitude d'environ 200 m (fig. 63; carte 1565A). L'exutoire du Lac De Salis se trouvait à un peu plus de 200 m sur la ligne de partage des eaux entre le bassin de la rivière De Salis et celui de la rivière Big. Ainsi, les eaux des lacs Cardwell et De Salis ont été acheminées vers la mer de Beaufort via la rivière Big. Les deux lacs se sont vidangés dans la Mer d'East Coast, décrite ci-dessous, lorsque les régions sises au-dessous de 120 m d'altitude ont été libérées des glaces.

Les surfaces de Till de Jesse, dans la région est de l'île, au-dessous de 120 m d'altitude entre Nelson Head et l'extrémité nord-est, ont été distinctement remaniées par une masse d'eau à laquelle on a donné le nom de Mer d'East Coast. Le terme "Mer d'East Coast" est préférable à celui "submersion d'East Coast" déjà proposé (Vincent, 1978c), en raison du fait que l'origine marine de la masse d'eau semble assurée. La limite de submersion, facilement identifiable sur plus de 350 km de distance, est indiquée sur les figures 63 et 64 et sur la carte 1565A.

La Mer d'East Coast a nécessairement submergé la région est de l'île, lors du retrait du Lobe de Prince of Wales puisque elle y a remanié la surface du Till de Jesse. La Mer d'East Coast précède nécessairement la Mer de Schuyter Point, décrite plus loin, puisque la surface qu'elle a recouverte est nettement chevauchée par la Mer de Schuyter Point jusqu'à environ 25 m d'altitude. Les surfaces inondées par la Mer d'East Coast sont topographiquement plus élevées, mais stratigraphiquement inférieures à celles submergées par la Mer de Schuyter Point.

La Mer d'East Coast est considérée comme une mer glacio-isostatique qui a submergé le versant est de l'île lors du retrait du Lobe de Prince of Wales. Selon toute probabilité, la mer n'a pas talonné partout le lobe, à meure que les glaces se retiraient des régions au-dessous de 120 m d'altitude. Si tel avait été le cas, on aurait dû noter des différences dans l'altitude de la limite marine de part et d'autre de la région submergée. En guise d'hypothèse, il est possible d'avancer que la submersion marine a eu lieu de façon instantanée ou catastrophique lorsque la déglaciation de la région côtière avait suffisament progressé pour permettre une pénétration de la mer, soit du sud, grâce à une ouverture vers le golfe Amundsen, soit du nord, avec une ouverture vers le détroit du Vicomte-Melville. Cette submersion rapide de la région côtière, probablement à un moment tardif de la déglaciation, semble procurer la meilleure explication de l'altitude constante de la limite marine.

Bien que le délavage, par les eaux marines, des surfaces de la région côtière est sise au-dessous de 120 m d'altitude soit bien évident (fig. 64), l'étude entreprise n'a pas permis de reconnaître distinctement des sédiments qui auraient pu être mis en place dans la Mer d'East Coast. Seul un delta (72°02'N et 120°17'W), édifié dans la mer vers 36 m d'altitude, a été reconnu de façon plus certaine: sa position stratigraphique différait de celle d'autres deltas sur la côte est. Le Till de Jesse ne recouvrait pas la surface, mais l'ensemble du delta semblait recouvrir ce till.

Le delta en question ne pouvait donc pas être associé à la Mer Big ainsi que le sont la majorité des séquences deltaïques reconnues sur la côte sud et est de l'île. Sis à 36 m d'altitude, le delta ne pouvait pas non plus avoir été mis en place dans la Mer de Schuyter Point, puisque la limite supérieure de celle-ci se trouve à environ 25 m d'altitude. La mise en place de la séquence deltaïque a nécessairement dû avoir eu lieu après celle des sédiments de la Mer Big et du Till de Jesse et avant les sédiments de la Mer de Schuyter Point. Des analyses aux acides aminés ont permis de confirmer l'âge relatif du delta. Malgré l'étalement des résultats, les rapports, situés entre 0,04 et 0,09, de six analyses de la fraction totale des acides aminés D-alloisoleucine à L-isoleucine de coquillages d'Hiatella arctica provenant du delta, sont nettement différents des mêmes rapports obtenus également pour des coquillages d'Hiatella arctica prélevés dans des sédiments de la Mer Big, soit environ 0,19 ou de la Mer de Schuyter Point, soit environ 0,02 (voir le dernier chapitre et le tabl. 5). La mise en place du delta à l'étude, au cours d'un événement marin distinct de celui de la Mer Big ou de la Mer de Schuyter Point, semble donc assurée. De toute évidence, il a été mis en place dans

la Mer d'East Coast lors de sa régression. Il est nécessaire d'insister sur la reconnaissance de la position stratigraphique du delta, à cause de l'importance qu'elle revêt dans l'établissement de la chronologie des événements associés à la Glaciation d'Amundsen. Comme la Mer d'East Coast a submergé la côte est de l'île après la mise en place du Till de Jesse par le Lobe de Prince of Wales, la datation des matériaux prélevés dans des sédiments mis en place par la mer permet non seulement de dater la mer, mais aussi de donner un âge minimal à la déglaciation. Si l'on compare les rapports des acides aminés de la Mer Big, qui est antérieure au dernier interglaciaire, et de la Mer de Schuyter Point, qui date du Wisconsinien supérieur, à ceux de la Mer d'East Coast, il devient évident que la Mer d'East Coast a dû exister dans la première moitié du dernier cycle glaciaire.

Au cours d'études ultérieures, il faudrait accorder une importance particulière à l'examen des surfaces de Till de Jesse entre environ 25 et 120 m d'altitude, afin d'y rechercher des coquillages de la Mer d'East Coast se prêtant à la datation. Richardson (1955) note, sans donner plus de détails, qu'il a trouvé en deux endroits des coquillages d'**Hiatella arctica** "à plusieurs centaines de pieds au-dessus du niveau de la mer" et "à trois ou quatre milles à l'intérieur des terres", dans la région à l'extrémité nord-est de l'île. Il se peut qu'il ait trouvé des sites fossilifères de la Mer d'East Coast, à moins qu'il n'ait, bien entendu, découvert des dépôts associés à la Mer Big ou même à des mers du Crétacé?

Modifications ultérieures du modelé. Le modelé édifié par le Lobe de Prince of Wales a été retouché de diverses façons au cours de la période qui a suivi sa mise en place. En plus de l'activité thermokarstique intense, qui a produit le grand nombre de lacs caractéristiques de la zone submergée par le Lobe de Prince of Wales (Vincent, 1980b), l'extrémité nord-est de l'île a été glaciée par le Lobe de Viscount Melville de la Glaciation d'Amundsen, et la région côtière, au-dessous de 25 m d'altitude, a été submergée par la Mer de Schuyter Point.

Le Lobe de Thesiger

Englaciation. Le Lobe de Thesiger (Vincent, 1978c), à l'instar du Lobe de Prince of Wales, émanait d'une masse de glace ancrée dans le golfe Amundsen. Les dépôts glaciaires laissés par ce lobe ont été en premier reconnus par Fyles (1962, p. 10). De toute évidence, le lobe a contourné les régions élevées au sud de l'île et a progressé vers le nord-ouest dans la baie Thesiger en empiétant sur la région côtière du sud-ouest de l'île.

La limite d'étendue du Lobe de Thesiger est indiquée de façon précise sur la carte 1565A et grossièrement sur la figure 63. La figure 27 montre, dans la région à l'est de Sachs Harbour, la limite d'avancée du lobe marquée par la limite d'étendue du Till de Sachs (fig. 19; carte 1565A), mis en place au cours de la progression du glacier, et par la présence d'une moraine terminale et de chenaux d'eaux de fonte proglaciaires. Les régions relativement élevées, qui longent le littoral sud-ouest de l'île, ont servi à contenir l'écoulement glaciaire. Le Lobe de Thesiger n'a pu poursuivre sa progression vers l'intérieur des terres que dans la région de l'embouchure de la rivière Masik et dans la région basse centrée sur le Lac Raddi (carte 1565A).

L'altitude maximale atteinte par le Lobe de Thesiger n'est pas facile à déterminer le long des falaises développées dans la Formation de Glenelg du sud de l'île. À l'extrémité sud du lobe, dans la région du cap Queenston, le glacier semble avoir atteint une altitude d'un peu plus de 300 m, alors qu'à l'extrémité nord-ouest, dans la région de Sachs Harbour, cette altitude est de moins de 100 m. À l'ouest de Sachs Harbour, la limite décroît rapidement. Dans la région du ruisseau Mary Sachs, la limite n'est plus apparente sur la terre ferme. Il faut en conclure que les falaises Duck Hawk ont été un obstacle suffisamment important pour contenir l'écoulement glaciaire à l'intérieur de la baie Thesiger. Le gradient de la surface du glacier peut être évalué à un peu moins de 3 m par kilomètre. À l'instar du Lobe de Prince of Wales, le gradient, quelque peu faible, ne peut être imputable à la présence d'une plate-forme de glace. La faible profondeur de la baie Thesiger (fig. 11) et l'importance de l'altitude de la région recouverte de glace (>100 m) excluent cette possibilité. Encore une fois, le gradient relativement faible est peut-être expliqué par l'hypothèse de Boulton et Jones (1979), déjà mentionnée ci-dessus.

Événements dans les régions non glaciées et submersions par les lacs glaciaires Rufus, Masik et Raddi. Comme l'illustre la figure 63 et la carte 1565A, une bonne partie du secteur sud de l'île, à l'est de la limite d'étendue du Lobe de Thesiger, n'était pas glaciée. Les eaux de fonte proglaciaires ont dû éroder des terrains non glaciés uniquement dans la région du nord du lac Raddi. Là (fig. 27), elles pouvaient s'écouler librement vers l'est, le Lobe de Thesiger ayant légèrement empiété sur le côté est de la ligne de partage des eaux entre la baie Thesiger et la rivière Kellett. L'action érosive des eaux, sauf dans la région immédiatement au nord du lac Raddi, s'avère cependant faible (fig. 27).

L'impact sur les régions non glaciées a été le plus grand dans les vallées des rivières Rufus, Atitok, Masik et Sachs où des lacs proglaciaires ont été piégés entre le lobe à l'ouest et des régions élevées à l'est.

Le Lac glaciaire Rufus (Vincent, 1978c) a été retenu dans le bassin de la rivière Rufus jusqu'à une altitude d'environ 290 m. La carte 1565A et la figure 63 indiquent la limite de submersion. L'exutoire du Lac Rufus, situé à 290 m d'altitude sur la ligne de partage des eaux entre les rivières Rufus et Atitok, permettait aux eaux de se déverser dans le Lac proglaciaire Masik, situé au nord à plus basse altitude. Lorsque le Lobe de Prince of Wales, qui recouvrait la région de la tête du bassin de la rivière Rufus (carte 1565A), a continué à se retirer, il est probable que le lac se soit partiellement vidangé dans le bassin de la rivière Nelson, par un exutoire situé à 260 m d'altitude. Dans ce cas, les eaux auraient été à nouveau piégées dans un lac qui aurait talonné la glace lors de son retrait du cours supérieur du bassin de la rivière Nelson. Il importe de noter que des deltas glacio-lacustres ont été édifiés dans le Lac Rufus par les eaux de fonte qui émanaient du Lobe de Prince of Wales (Vincent, 1980b, unité 6b).

Le Lac glaciaire Masik (Vincent, 1978c) a été retenu dans les profondes vallées des rivières Masik et Atitok jusqu'à une altitude d'environ 200 m. La carte 1565A et la figure 63 indiquent la limite de submersion. L'exutoire du Lac Masik se trouve sur la ligne de partage des eaux entre les rivières Masik et Sachs à une altitude d'un peu plus de 200 m. Cet exutoire permettait aux eaux de se déverser dans le Lac glaciaire Raddi, situé au nord à plus basse altitude. Encore une fois, des deltas glacio-lacustres ont été édifiés à l'intérieur du Lac Masik par des eaux proglaciaires émanant du Lobe de Prince of Wales situé au sud-est (Vincent, 1980b, unité 6b). Ces deltas, particulièrement bien développés dans la vallée de la rivière Jeannette (fig. 9), affluent sud de la rivière Masik, revêtent une importance particulière étant donné que leur présence permet d'affirmer que les lobes de Prince of Wales et de Thesiger recouvraient respectivement le sud et le sud-ouest de l'île au même moment. L'édification de deltas, par les eaux de fonte du Lobe de Prince of Wales, nécessite, en effet, la présence d'un lac qui ne peut être

retenu dans les vallées que par un glacier situé dans la baie Thesiger. S'il en était autrement, les eaux de fonte se seraient écoulées normalement en creusant un simple chenal d'eaux de fonte.

Le Lac glaciaire Raddi (Vincent, 1978c) a été retenu dans la vallée du cours moyen de la rivière Sachs, à l'est du lac Raddi actuel, jusqu'à une altitude d'environ 170 m. La limite de submersion précise n'est pas indiquée sur la carte 1565A, mais l'étendue approximative du lac peu profond est signalée sur la figure 63. L'exutoire du Lac Raddi se situe sur la ligne de partage des eaux entre les rivières Sachs et Kellett. Cet exutoire permettait d'acheminer les eaux des lacs Rufus, Masik et Raddi vers la mer de Beaufort via la rivière Kellett.

Déglaciation et submersion par la Mer de Meek Point. Le mode de retrait du Lobe de Thesiger est marqué par la présence de plusieurs moraines frontales (carte 1565A). L'orientation, parallèle à la côte, de ces moraines indique que la glace s'est retirée vers la baie Thesiger.

Les lacs glaciaires Rufus, Masik et Raddi ont dû jalonner le front du glacier à mesure qu'il se retirait vers l'ouest. Il est difficile de définir de quelle façon la vidange des lacs s'est effectuée, sans doute vers le cours inférieur de la rivière Sachs lorsqu'un retrait suffisamment important avait eu lieu pour permettre aux eaux de s'écouler vers le nord-ouest en longeant le front glaciaire. Ce scénario a l'avantage d'expliquer l'importance de l'immense épandage de sable et de gravier de la région du cours inférieur de la rivière Sachs. Cet épandage a été cartographié comme un delta marin (carte 1565A, unité 20; Vincent, 1980b, unité 7d; fig. 27) mis en place dans la Mer de Meek Point discutée ci-dessous.

La région côtière ouest de l'île a été distinctement submergée, jusqu'à environ 20 m d'altitude, par une masse d'eau marine nommée Mer de Meek Point (Vincent, 1978c). Craig et Fyles (1960) ont les premiers reconnu l'existence d'une transgression marine à basse altitude le long de la côte ouest. La limite de submersion, facilement identifiable ici et là le long de la côte faisant face à la mer de Beaufort, sur une distance de plus de 250 km, est indiquée sur la carte 1565A et sur les figures 37 et 63. Cette mer, dans laquelle des sédiments généralement fins ont été mis en place, surmonte distinctement les surfaces remaniées au préalable par la Mer Big (fig. 37). La Mer de Meek Point est considérée comme une mer glacio-isostatique qui a submergé le versant ouest de l'île, lors du retrait des lobes de Thesiger et de Prince of Wales. Ainsi que mentionné ultérieurement, la Mer de Meek Point a probablement aussi suivi le retrait du Lobe de Prince Alfred au nord.

Le fait que la Mer de Meek Point date d'après le retrait du Lobe de Thesiger est démontré de deux façons. Dans la région à l'ouest de Sachs Harbour, une plate-forme marine d'abrasion, sise vers 20 m d'altitude, est entaillée dans le Till de Sachs mis en place par le Lobe de Thesiger. La mise en place du Till de Sachs précède donc l'arrivée de la mer. L'immense épandage au sud-est de Sachs Harbour, constitué surtout de sable transporté par les eaux de fonte émanant du lobe de Thesiger et probablement de sédiments mis en place lors de la vidange des lacs glaciaires Rufus, Masik et Raddi, implique la présence d'une masse d'eau marine sise à une altitude qui correspond à celle de la Mer de Meek Point. On peut donc logiquement associer ces sédiments à la Mer de Meek Point qui doit nécessairement dater d'après le retrait du Lobe de Thesiger.

Ainsi, la Mer de Meek Point a submergé la région ouest de l'île lors de la déglaciation du Lobe de Thesiger. De la même façon, la Mer d'East Coast a envahi le littoral est de l'île à la suite du retrait du Lobe de Prince of Wales. Étant donné que ces deux lobes ont existé au même moment, il s'ensuit que les deux transgressions marines, identifiées dans deux régions côtières différentes, font en réalité partie d'une seule et même transgression. Le tableau 7 présente la corrélation entre les deux mers. Comme la plus grande partie de la masse de glace, responsable de l'enfoncement, se trouvait au sud-est et à l'est de l'île Banks, il est normal que l'écorce terrestre ait subi une dépression plus considérable à l'est qu'à l'ouest. Ainsi, la côte est a été submergée jusqu'à environ 120 m d'altitude, alors que la côte ouest ne l'a été que jusqu'à 20 m. Il s'agit d'une moyenne d'inflection, mesurée d'est en ouest en divers endroits, d'environ 0,5 à 0,7 m par kilomètre.

Comme la Mer de Meek Point semble être contemporaine de la Mer d'East Coast, elle doit dater de la première partie du dernier cycle glaciaire reconnu sur l'île Banks, soit le Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen. Une seule datation laisse entrevoir que la Mer de Meek Point est relativement âgée. Des coquillages marins, prélevés par D.M. Barnett, dans une flèche sise entre 3 et 4 m d'altitude sur la côte ouest, ont fourni un âge radiocarbone de >19 000 (GSC-1478) (app. D, datation nº 51). Comme la flèche en question se situe à l'intérieur d'une baie, en retrait et à un niveau supérieur à celui d'une flèche édifiée au cours de l'actuelle phase post-glaciaire de submersion de la côte ouest, il est logique d'attribuer l'édification de la flèche, d'où proviennent les coquillages, à la plus jeune transgression marine reconnue sur la côte ouest, soit celle de la Mer de Meek Point.

Modifications ultérieures du modelé. La surface des divers modelés édifiés par le Lobe de Thesiger a été modifiée surtout par les processus périglaciaires au cours de la période qui a suivi sa mise en place. Les plus grandes modifications ont sans doute eu lieu dans la région recouverte par la plaine d'épandage deltaïque au sud-est de Sachs Harbour. La région ouest de cette plaine a été de nouveau glaciée lors de l'avancée de Sand Hills discutée ci-dessous et les sédiments de la plaine ont été soumis à l'action éolienne intense et au thermokarst.

Le Lobe de Prince Alfred

Englaciation. Le Lobe de Prince Alfred, nommé ici, émanait d'une masse de glace ancrée dans le détroit du Vicomte-Melville. Le lobe a progressé à l'intérieur du détroit de M'Clure jusqu'à l'extrémité nord-ouest de l'île Banks. Fyles (1962 et 1969) a le premier reconnu les dépôts glaciaires laissés par ce lobe.

Dans le secteur nord-est de l'île, les hautes falaises bordant le plateau dévonien ont été des obstacles suffisamment importants pour contenir l'écoulement glaciaire à l'intérieur des détroits du Vicomte-Melville d'abord, puis de M'Clure ensuite. Arrivé à la hauteur du cap Vesey Hamilton, le lobe a enfin pu empiéter sur la terre ferme. À partir de ce point, la topographie a étroitement contrôlé le débordement du lobe sur la région nord. Par exemple, le glacier a pu s'engouffrer dans l'importante dépression centrée sur la baie Mercy, où il a mis en place le Till de Mercy (fig. 19; carte 1565A). Plus à l'ouest, il a pénétré à l'intérieur des régions basses, centrées sur les vallées des rivières Woon, Colquhoun ou Kaersok, ou contourné les régions élevées des caps Crozier et M'Clure, en mettant en place le Till de Bar Harbour (fig. 19; carte 1565A).

La limite sud d'étendue du Lobe de Prince Alfred est indiquée de façon précise sur la carte 1565A et grossièrement sur la figure 63. La figure 29 montre la limite d'avancée du lobe et donne un aperçu de l'aspect des régions recouvertes de Till de Bar Harbour. La limite d'étendue du Lobe de Prince Alfred a été placée à la limite d'étendue des tills de Mercy et de Bar Harbour (fig. 29). En quelques endroits, des moraines terminales et des chenaux proglaciaires marquent également de façon distincte l'emplacement de la limite (carte 1565A).

La limite glaciaire décroît en altitude vers l'ouest. Dans la région de la baie Mercy, elle se situe à environ 120 m; de la baie Castel à la rivière Ballast, elle oscille autour de 100 m et, à l'ouest de cette rivière, elle décroît rapidement jusqu'à moins de 30 m dans la région du cap Prince Alfred à la pointe nord-ouest de l'île. Ces observations impliquent un gradient extrêmement faible de la surface du glacier se situant à environ 0,5 m par kilomètre. L'hypothèse de la présence d'une plate-forme de glace dans le détroit de M'Clure ne peut être exclue. Dépendant du niveau relatif de la mer et de l'importance de l'enfoncement isostatique, le Lobe de Prince Alfred aurait pu flotter localement dans le bras de mer. Il devait cependant nécessairement reposer sur la terre le long de la région côtière actuelle étant donné que le lobe retenait des lacs glaciaires dans les vallées non glaciées à l'intérieur des terres.

Événements dans les régions non glaciées et submersion par les lacs glaciaires Ballast et Ivitaruk. Comme l'illustre bien la carte 1565A, la marge sud du Lobe de Prince Alfred était en contact sur la plus grande partie de son parcours, soit avec des régions élevées qui contenaient l'écoulement glaciaire, soit avec d'immenses lacs proglaciaires. Il en résulte que des chenaux proglaciaires, émanant du lobe, ont existé uniquement dans la région à l'ouest de la rivière Ballast. Là, les eaux pouvaient s'écouler librement vers la mer de Beaufort. Cette région s'avère donc la seule de la zone non glaciée immédiatement au sud du lobe à présenter des surfaces entaillées par des eaux de fonte (fig. 29).

L'impact de la présence du Lobe de Prince Alfred, sur les régions non glaciées, a été le plus grand dans les diverses vallées où des lacs proglaciaires ont été piégés.

Le Lac glaciaire Ivitaruk (Vincent, 1978c) a été retenu dans toutes les régions de la côte nord sise au-dessous de 90 m d'altitude, entre les longitudes du cap Vesey Hamilton et de la rivière Log. La carte 1565A et la figure 63 indiquent la limite de submersion. Le lac a particulièrement submergé de grandes régions basses sises de part et d'autre de la rivière Thomsen. Le point le plus bas ayant pu servir d'exutoire au lac est situé à 90 m d'altitude sur la ligne de partage des eaux à la tête de la rivière "Ivitaruk", affluent ouest de la rivière Thomsen, et de la rivière Nahsa, affluent est de la rivière Bernard. On trouve dans le cours supérieur de la rivière "Ivitaruk"; un chenal bien défini qui a probablement d'abord servi à évacuer les eaux de fonte émanant des glaciers Banks et (ou) Thomsen. Ce chenal est considéré comme étant celui qui a servi d'exutoire à l'immense Lac Ivitaruk. Ainsi, les eaux du lac ont pu être acheminées vers la mer de Beaufort via les rivières Nahsa et Bernard.

Les eaux du Lac Ivitaruk ont considérablement modifié la région, à l'intérieur du bassin lacustre, en délavant la surface des formations meubles. Quelques deltas glacio-lacustres, particulièrement dans la région au nord de la rivière Dissection et à l'est de la rivière Thomsen, ont été mis en place en bordure du Lac Ivitaruk par des cours d'eaux qui se déversaient dans celui-ci (Vincent, 1980b, unité 6b).

Une région élevée recouverte de glace, à proximité de la côte entre les bassins des rivières Kaersok et Log, semble avoir rendu impossible un contact entre les eaux du Lac Ivitaruk et celles d'un autre lac proglaciaire situé dans la vallée de la rivière Ballast. Cet autre lac glaciaire, nommé Ballast (Vincent, 1978c), a été retenu dans la vallée des rivières Ballast et Kaersok par le Lobe de Prince Alfred. La présence d'un lac dans cette région a été établie en premier lieu par Fyles (1969, p. 195) et a été discutée plus en détail par French (1972a).

Le Lac Ballast a inondé les vallées des rivières Ballast et Kaersok jusqu'à une altitude d'environ 90 m. La carte 1565A indique la limite de submersion. L'exutoire, situé à 90 m d'altitude sur la rive gauche de la rivière Ballast à 14 km de son embouchure, permettait l'acheminement des eaux vers la mer de Beaufort. Le chenal ayant servi de déversoir est visible sur la figure 29.

Déglaciation et submersion par les mers de Meek Point et Investigator. Le mode de retrait du Lobe de Prince Alfred est marqué par la présence de quelques moraines frontales (carte 1565A). L'orientation parallèle à la côte de ces moraines indique que le glacier s'est retiré vers le détroit de M'Clure. Les lacs glaciaires Ivitaruk et Ballast ont certainement talonné le front du glacier, à mesure que celui-ci se retirait vers le nord. La présence de zones délavées, à la surface même des tills de Bar Harbour et de Mercy, en témoigne (carte 1565A). Deux événements importants, reliés à la déglaciation, ont eu lieu. Premièrement, lorsque le Lobe de Prince Alfred a commencé à se retirer vers le nord, dans la région du cours inférieur de la rivière Ballast, un exutoire à 60 m d'altitude a été libéré des glaces, permettant l'évacuation des eaux vers la mer de Beaufort. Le plan d'eau du lac a donc dû s'abaisser d'environ 30 m puisque l'exutoire initial, plus au sud, était situé à approximativement 90 m. En deuxième lieu, la région élevée entre les rivières Kaersok et Log a été déglaciée, permettant ainsi la réunion des lacs glaciaires Ivitaruk et Ballast. Après ces deux événements, le Lac Ivitaruk a pu partiellement se drainer vers la mer de Beaufort par l'exutoire de 60 m du Lac Ballast. Ainsi, le plan d'eau du Lac Ivitaruk, situé auparavant à environ 90 m, s'est abaissé de 30 m et l'exutoire situé à la tête des rivières Nahsa et "Ivitaruk" a été abandonné. La vidange finale des lacs Ballast et Ivitaruk s'est produite lorsque le Lobe de Prince Alfred s'est retiré suffisamment au nord pour permettre la vidange des eaux dans le détroit de M'Clure.

Ainsi que déjà mentionné, la région ouest de l'île a été submergée, jusqu'à environ 20 m d'altitude, par une masse d'eau nommée Mer de Meek Point et cette mer a submergé des régions auparavant recouvertes par le Lobe de Thesiger. À la pointe nord-ouest de l'île, la limite maximale de submersion de la Mer de Meek Point est parfaitement perceptible à la surface du Till de Bar Harbour mis en place par le Lobe de Prince Alfred (carte 1565A). La Mer de Meek Point, déjà postérieure au Lobe de Thesiger, est donc également postérieure au Lobe de Prince Alfred. Les deux lobes ont donc empiété sur les régions de part et d'autre de l'île, approximativement au même moment, avant la transgression par la Mer de Meek Point. De même, il semble y avoir synchronisme dans la présence du Lobe de Prince Alfred dans le détroit de M'Clure et du Lobe de Prince of Wales dans le détroit du Prince-de-Galles. Il semble, en effet, que le Lobe de Prince of Wales ait atteint sa position maximale d'avancée, dans la région du cours moyen de la rivière Thomsen, alors que le Lac Ivitaruk, retenu par le Lobe de Prince Alfred, submergeait une bonne partie du bassin de la rivière Thomsen. Si l'on examine la position de la limite de submersion du Lac Ivitaruk avec celle de la limite d'étendue du Lobe de Prince of Wales, dans la région au sud de la rivière "Sarfarssuk" (carte 1565A), l'on voit qu'en certains endroits la limite du lac est "tronquée" par le Lobe de Prince of Wales alors qu'ailleurs la limite surmonte distinctement des surfaces de Till de Jesse. Ces relations indiquent une interaction certaine entre le Lac Ivitaruk et le front du Lobe de Prince of Wales, ce qui implique nécessairement la présence simultanée des lobes de Prince of Wales et de Prince Alfred respectivement à l'est et au nord de l'île.

Les données concernant la submersion marine, qui a nécessairement succédé au retrait du Lobe de Prince Alfred, sont peu nombreuses. Cet état de choses tient au fait que la plus grande partie de la côte nord de l'île est constituée de falaises relativement élevées et souvent très ravinées qui rendent difficile l'identification d'une transgression.

identification rendue d'autant plus difficile du fait que les régions submergées par cette mer avaient déjà été submergées par les eaux du Lac Ivitaruk. Bien que des preuves de délavage existent, il est difficile de les attribuer de façon définitive à l'une ou à l'autre des masses d'eau. Il existe, cependant, des indications d'une submersion dans les régions basses, soit moins de 30 m d'altitude, sises au sud et au sud-est de la baie Mercy. La limite d'étendue de cette mer, nommée Mer Investigator, n'a pas été tracée, mais il est apparent que les eaux de celle-ci ont délavé des surfaces de till de Mercy mis en place par le Lobe de Prince Alfred. La Mer Investigator est donc postérieure à la mise en place du till en question et est considérée comme étant une mer glacio-isostatique qui a submergé la côte nord de l'île, après le retrait du Lobe de Prince Alfred du détroit de M'Clure. Si la Mer Investigator a effectivement submergé la côte nord jusqu'à 30 m d'altitude, elle a pu s'étendre, sous forme d'un estuaire de plus de 80 km de longueur, à l'intérieur de la vallée de la rivière Thomsen. Cette présence de la mer explique peut-être en partie l'importance du colmatage dans les vallées du cours inférieur des rivières qui se déversent dans la basse vallée de la Thomsen.

Les mers d'East Coast, de Meek Point et Investigator font probablement partie d'une même transgression qui aurait submergé les côtes de l'île à la fin du Stade de M'Clure. La présence de falaises, particulièrement aux extrémités sud-ouest et nord-est de l'île, rendent cependant impossible le raccordement entre les mers.

Quelques datations au radiocarbone indiquent que la présence du Lobe de Prince Alfred dans le détroit de M'Clure précède probablement la fin du cycle glaciaire Amundsen. Une datation de >41 000 (GSC-1088) (app. D, datation nº 47) a été obtenue pour des mousses prélevées par J.G. Fyles, sur la rive droite de la rivière Kaersok, dans une région submergée initialement par le Lobe de Prince Alfred, puis ensuite par le Lac Ballast. Le site de prélèvement n'a pas été examiné, mais la description de Fyles semble indiquer que les lits organiques surmontent du silt et du sable qui pourraient être associés au colmatage de la vallée, occasionné par la présence d'un lobe de glace dans le détroit de M'Clure. La datation fournit donc probablement un âge minimal pour le Lobe de Prince Alfred et le Lac Ballast.

D'autres datations (app. D, datations nos 48 à 50), dont une de 49 100 ± 980 (GSC-2375-2), ont été obtenues pour la tourbe et le bois prélevés, par W. Blake, Jr. et l'auteur, dans du sable et du gravier colmatés dans la vallée de la rivière Dissection, à proximité de l'embouchure de celle-ci dans la rivière Thomsen. La séquence de sable et de gravier suit la mise en place du Till de Baker puisqu'elle repose sur celui-ci et représente nécessairement un colmatage à un moment où un niveau de base relatif plus élevé que le niveau actuel contrôlait la sédimentation dans la vallée de la rivière Thomsen. L'hypothèse proposée avance que le colmatage a eu lieu alors que la Mer Investigator, dernier épisode marin reconnu sur la côte nord de l'île, submergeait la vallée de la rivière Thomsen. Ainsi, les datations fourniraient un âge minimal pour le Lobe de Prince Alfred et le Lac Ivitaruk qui ont précédé la transgression. Il se peut que la datation de 49 100 soit en réalité non significative.

Si tel était le cas, il se pourrait également que la séquence de sable et de gravier ait été mise en place au cours de l'Interglaciaire de Cape Collinson à un moment où le niveau de la mer était plus élevé. Faute de datations sur des coquillages, l'âge de la Mer Investigator demeure inconnu. Il faudrait examiner les deltas de la région de la baie Mercy, afin de voir si ceux-ci contiennent des matériaux se prêtant à la datation.

Modifications ultérieures du modelé. Les surfaces des divers modelés édifiés par le Lobe de Prince Alfred ont été surtout modifiées, après leur mise en place, par les processus périglaciaires et par l'action des eaux courantes. La grande dissection des surfaces du pourtour de la baie Mercy témoigne de l'importance de l'action fluviale qui a entaillé non seulement le Till de Mercy, mais les sédiments non lithifiés sous-jacents appartenant à diverses formations du Crétacé et du Tertiaire.

Avancée de Sand Hills

Au sud-est de Sachs Harbour, un complexe morainique s'étend sur une distance de 25 km entre la baie Thesiger et la rivière Sachs. La limite de ce complexe est indiquée sur la carte 1565A et sur la figure 63, tandis que l'on peut se faire une idée de l'allure de la zone morainique grâce à la figure 30. À la suite de ses travaux, Fyles l'a représenté sous forme d'une moraine bosselée sur la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968).

L'événement responsable de l'édification du complexe a été nommé Sand Hills (Vincent, 1978c) et le till, mis en place au cours de l'épisode glaciaire, porte le nom de Carpenter (fig. 19; carte 1565A). Il est indubitable que le lobe de glace, qui a construit le complexe morainique, émanait de la baie Thesiger. Au cours de son avancée, le lobe en question a incorporé de nombreux blocs de roches ultra-basiques, provenant de la Formation de Glenelg qui affleure plus au sud, puis il a empiété sur la terre ferme. La présence de plusieurs crêtes morainiques, rapprochées les unes des autres, indique une stagnation assez longue du front glaciaire.

Le complexe morainique, par son allure fort "jeune", est tout à fait exceptionnel si on le compare aux autres dépôts glaciaires de l'île Banks et particulièrement à ceux du Lobe de Thesiger, qu'il recouvre à son extrémité sud-est. Le plus grand problème concernant l'avancée de Sand Hills est de déterminer à quel moment elle s'est produite. Comme elle est nécessairement postérieure au retrait du Lobe de Thesiger de la région côtière sud-ouest de l'île, elle pourrait avoir eu lieu au cours d'une nouvelle avancée très ponctuelle du Lobe de Thesiger au cours du même stade glaciaire de M'Clure, ou encore s'être produite au cours d'un stade différent et plus jeune. Les preuves manquent pour appuyer l'une ou l'autre des hypothèses. La raison suivante favorise le choix de la première hypothèse:

Si l'avancée de Sand Hills a eu lieu au cours d'un stade autre que celui au cours duquel les lobes de Thesiger et de Prince of Wales ont empiété sur l'île, il devrait y avoir des traces sur la côte sud-est de l'île d'une avancée glaciaire plus jeune. Il est en effet difficile d'imaginer qu'un lobe de glace puisse atteindre la baie Thesiger, au sud-est de Sachs Harbour, sans avoir en même temps empiété sur la côte sud-est. Comme aucune trace d'une avancée glaciaire postérieure au Lobe de Prince of Wales existe sur cette côte, la Moraine de Sand Hills ne peut que représenter une nouvelle avancée tardive du Lobe de Thesiger. Il est cependant nécessaire de reconnaître que cette interprétation n'explique pas l'énorme différence qui existe dans l'allure des modelés glaciaires résultant du Lobe de Thesiger et celui de l'avancée de Sand Hills. Quoi qu'il en soit, il y a au moins 10 600 ans que les glaces se sont retirées de la baie Thesiger, à proximité de la côte, du moins. Des sédiments organiques, reposant sur des dépôts fluviaux associés à un plan d'eau marin, dans la région de l'embouchure de la rivière Masik, ont en effet donné des âges radiocarbones de 10 600 ± 320 (I-GSC-185) et de 10 660 ± 170 (GSC-240) (app. D, datations nos 1 et 18).

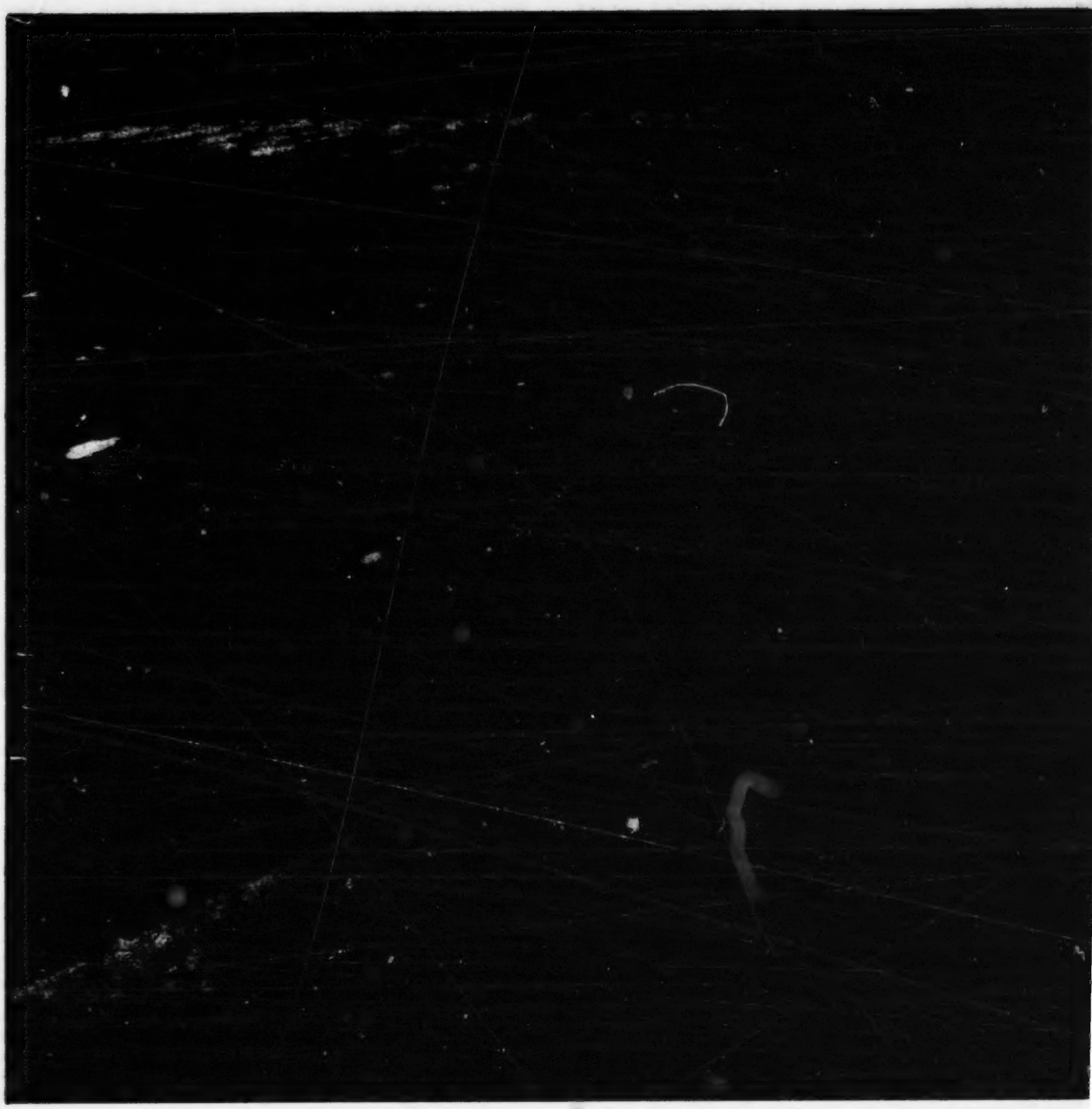


Figure 65. *Vue aérienne de la région au sud-est de la pointe Parker. La limite d'avancée des lobes de Prince of Wales (Stade M'Clure de la Glaciation d'Amundsen) et de Viscount Melville (Stade de Russell de la Glaciation d'Amundsen) est apparente. Photographie aérienne T331L-144, Photothèque nationale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources.*

Aerial view of the area southeast of Parker Point. The limit of the Prince of Wales Lobe (M'Clure Stade of the Amundsen Glaciation) and the Viscount Melville Lobe (Russell Stade of the Amundsen Glaciation) is well defined. Air photograph T331L-144, National Air Photo Library, Department of Energy, Mines and Resources.

Âge du Stade de M'Clure

Si l'on se réfère à la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968), l'on remarque qu'une limite, proposée comme étant celle atteinte par la calotte glaciaire laurentidienne au Wisconsinien "classique" (ou si l'on veut au Wisconsinien supérieur), est indiquée sur l'île Banks (fig. 2). Cette limite correspond grossièrement, sauf dans le secteur sud de l'île, à la limite d'étendue des lobes de Prince Alfred, de Prince of Wales et de Thesiger (fig. 60; carte 1565A). La limite du Wisconsinien "classique" de la carte glaciaire est donc essentiellement celle considérée comme étant la limite de l'avancée glaciaire au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen. Au cours des pages précédentes, des données qui laissaient entrevoir la possibilité que la limite maximale d'avancée des glaces, lors de la dernière glaciation, a eu lieu bien avant la fin du dernier cycle glaciaire ont été présentées. Étant donné que cette interprétation diffère de l'opinion généralement acceptée, quatre arguments déjà avancés seront mentionnés à nouveau et trois autres présentés:

1. Une analyse aux acides aminés, effectuée sur des coquillages prélevés dans un delta marin mis en place dans la Mer d'East Coast, qui a inondé l'île après le retrait du Lobe de Prince of Wales, a fourni des rapports D/L (tabl. 5) indiquant un âge antérieur au Wisconsinien supérieur, mais postérieur au dernier interglaciaire.

2. Une datation au radiocarbone (app. D), effectuée sur des coquillages prélevés dans une flèche probablement mise en place dans la Mer de Meek Point, qui a inondé la côte ouest de l'île après le retrait des lobes de Thesiger et de Prince Alfred, a fourni un âge de >19 000 (GSC-1478). Ce résultat donne un âge minimal pour les lobes en question qui est antérieur au Wisconsinien supérieur.

3. Une datation au radiocarbone (app. D), effectuée sur des mousses prélevées dans des sédiments qui surmontent des sédiments colmatés dans la rivière Kaersok, alors que le détroit de M'Clure était submergé par le Lobe de Prince Alfred, a fourni un âge de >41 000 (GSC-1088). Ce résultat donne un âge minimal pour le Lobe de Prince Alfred qui est bien antérieur au Wisconsinien supérieur.

4. Quelques datations au radiocarbone (app. D), effectuées sur du bois et de la tourbe prélevés dans du sable et du gravier colmatés dans la vallée de la rivière Dissection, probablement lorsque la Mer Investigator a inondé la vallée de la rivière Thomsen après le retrait du Lobe de Prince Alfred, ont fourni des âges au delà de la limite de la méthode au radiocarbone et un âge significatif de 49 100 ± 980 (GSC-2375-2). Ces résultats donnent un âge minimal pour le Lobe de Prince Alfred qui est bien antérieur au Wisconsinien supérieur.

5. Une datation au radiocarbone, effectuée sur de la matière organique recueillie dans des sédiments lacustres provenant de la base d'une carotte prélevée par J.C. Ritchie, dans un lac situé dans un chenal proglaciaire entaillé par des eaux de fonte émanant du Lobe de Prince of Wales, et donc postérieur à ce dernier, a fourni un âge de 26 800 ± 1560 (GSC-2780) (app. D, datation nº 46). L'âge établi pourrait se révéler trop vieux à cause de contaminations liées à la présence de charbon. Un spectre pollinique, dressé par J.C. Ritchie (comm. pers., 1979), laisse penser que la séquence pourrait bien s'étendre à l'intérieur de ce qui est considéré comme étant le Wisconsinien supérieur. Une telle éventualité attribuerait nécessairement un âge plus considérable au Lobe de Prince of Wales.

6. L'extrémité tout à fait nord-est de l'île a probablement été glaciée à la fin du Wisconsinien et la limite du lobe responsable de cet empiétement peut être suivie sur les îles Victoria et Melville. Ainsi que proposé plus loin, il s'agit en fait de la limite d'avancée du glacier laurentidien au Wisconsinien supérieur. Si tel est le cas, l'avancée des lobes de Prince of Wales, de Prince Alfred et de Thesiger précède nécessairement cette avancée du Wisconsinien supérieur.

7. La Mer de Schuyter Point, présentée ci-dessous, a inondé la côte est de l'île au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène. Cette mer, qui chevauche distinctement les surfaces délavées au préalable par la Mer d'East Coast, responsable de l'inondation de la côte après le retrait du Lobe de Prince of Wales, est considérée comme une transgression marine résultant de l'enfoncement isostatique de l'écorce terrestre d'une région sise à l'extérieur de la zone directement recouverte par les glaces du Wisconsinien supérieur. Si tel est le cas, deux stades glaciaires distincts sont représentés, le plus vieux par le Lobe de Prince of Wales et la Mer d'East Coast, le plus jeune par un lobe glaciaire situé à l'est de l'île Banks et par la Mer de Schuyter Point. Comme le plus jeune stade date du Wisconsinien supérieur, le plus vieux est nécessairement antérieur à cette période.

Les différentes observations présentées ci-dessus permettent de croire que le Stade de M'Clure est bien antérieur au Wisconsinien supérieur. Si l'on accepte, entre autres, que la datation de >41 000 ans (GSC-1088) est un âge minimal pour le Lobe de Prince Alfred, que les taux de racémisation des acides aminés de coquillages prélevés dans un delta de la Mer d'East Coast ont des valeurs similaires à celles obtenues sur la terre de Baffin pour le début du Wisconsinien et que l'avancée glaciaire maximale dans l'Arctique canadien, au cours de la dernière glaciation, date du début du dernier cycle glaciaire (Dreimanis et al., 1981), il en découle que le Stade de M'Clure date probablement du Wisconsinien inférieur.

Interstade entre les stades de M'Clure et de Russell

Si la reconstitution, présentée ici, des mouvements des glaciers au cours de la Glaciation d'Amundsen est exacte, il a dû s'écouler une longue période interstadiaire entre les stades de M'Clure et de Russell. Il s'agit cependant d'une période mal connue. Plusieurs processus morphologiques ont pu modifier le relief au cours de celle-ci, mais on devra répondre à de nombreuses questions concernant les conditions climatiques de l'interstade avant de pouvoir en mesurer l'importance. L'attribution, à une période plutôt qu'à une autre, de diverses modifications morphologiques telles que le thermokarst devra attendre une reconstitution des variations climatiques par des analyses polliniques. Comme une bonne partie de l'île Banks n'a pas été glaciée depuis plusieurs dizaines de milliers d'années, l'île devrait bien se prêter à ce genre d'études en rendant possible le prélèvement de carottes en milieux lacustres enregistrant une longue période continue de sédimentation.

Le Stade de Russell

Introduction

Le Stade de Russell remonte à la toute fin du cycle glaciaire Amundsen. Au cours de ce stade, un lobe de glace émanant du détroit du Vicomte-Melville recouvrait l'extrémité tout à fait nord-est de l'île et la Mer de Schuyter Point submergeait la côte est.

Le Lobe de Viscount Melville

À l'extrémité nord-est de l'île, entre la pointe Parker et la pointe Passage, on observe une crête constituée principalement de sédiments marins fins déformés (fig. 65; carte 1565A). On estime qu'elle a été édifiée par un lobe de glace, nommé Viscount Melville, émanant du détroit du

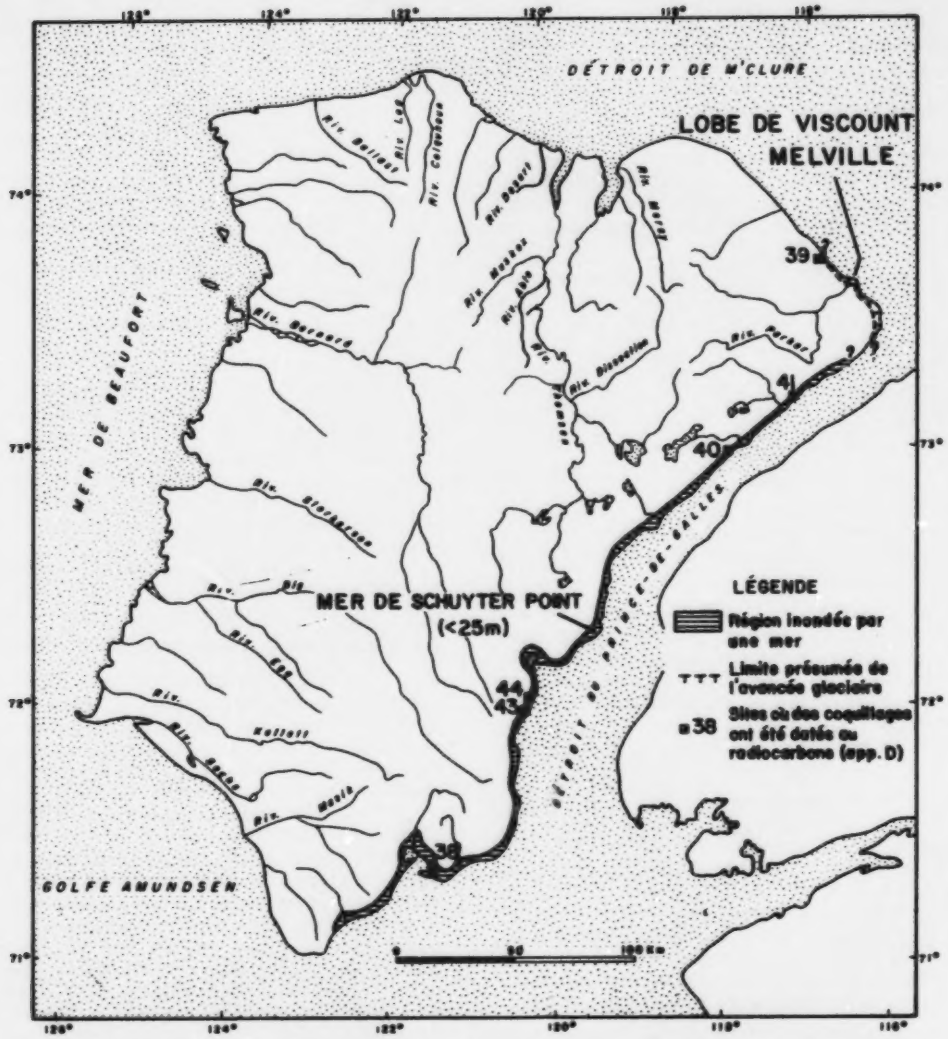


Figure 36. *Carte paléogéographique de l'île Banks montrant la limite de l'avancée glaciaire lors du Stade de Russell de la Glaciation d'Amundsen ainsi que les étendues recouvertes par la Mer de Schuyter Point.*

Paleogeographic map of Banks Island showing the glacial limit during the Russell Stade of the Amundsen Glaciation as well as areas submerged by the Schuyter Point Sea.

Vicomte-Melville. Les sédiments formant la crête portent le nom de Sédiments de Passage Point et leur position relative dans la séquence quaternaire de l'île Banks est indiquée sur le tableau 7 tandis que la figure 66 illustre la limite d'étendue de ce lobe de glace qui n'a fait, en somme, qu'empiéter légèrement sur l'île. L'avancée est nécessairement postérieure à la mise en place du Till de Jesse par le Lobe de Prince of Wales, puisque les sédiments marins poussés par la glace semblent surmonter le till en question (fig. 65). Cette limite d'avancée correspond à d'autres limites d'avancées glaciaires se trouvant à basse altitude sur les îles Melville et Victoria.

Un âge maximal de 10 600 ± 270 (GSC-1437) (app. D, datation n° 40) peut être attribué à l'avancée glaciaire. Les coquillages marins radiodatés ont été prélevés à environ 85 m d'altitude par D.M. Barnett à la surface de sédiments fins poussés par le Lobe de Viscount Melville dans une petite vallée sise à 16 km au nord-nord-ouest de la pointe Parker. Si cette interprétation s'avère juste, le lobe aurait donc atteint l'île Banks à un moment très tardif à la fin du dernier cycle glaciaire Amundsen.

Submersion par la Mer de Schuyter Point

La région est de l'île, située au-dessous de 25 m d'altitude, entre Nelson Head et la pointe Parker, a été submergée par une mer du nom de Schuyter Point (Vincent, 1978c). La limite de submersion de cette mer est indiquée de façon précise sur la carte 1563A et la figure 64, et de façon plus grossière, sur la figure 66. Des sédiments prélittoraux et des plages soulevées fossilifères ont été mis en place en divers endroits.

La Mer de Schuyter Point recoupe très nettement, partout sur la côte est, les surfaces au préalable remaniées par la Mer d'East Coast (fig. 64) responsable de l'inondation de l'île après le retrait du Lobe de Prince of Wales. Cinq datations au radiocarbone (app. D, datations n^{os} 39, 41, 42, 44 et 45) indiquent sans équivoque que la mer date de la fin du cycle glaciaire Amundsen ou, si l'on veut, de la toute fin du Wisconsinien. Une courbe d'émersion (fig. 67), construite à partir des datations disponibles, montre que la côte est de l'île s'est progressivement relevée entre 11 200 et 10 200 ans B.P. Le contexte paléogéographique (fig. 66) semble indiquer que la Mer de Schuyter Point n'a pas transgressé sur une région récemment dénudée de glace, mais qu'elle a submergé une région enfoncée par glacio-isostasie sous le niveau de la mer à la périphérie du glacier qui se trouvait plus à l'est sur l'île Victoria. Les plages soulevées à basses altitudes, notées par Richardson (1955, p. 198) dans la région de la pointe Russell, ainsi que celles notées par Manning (1956, p. 61), au nord-est de la baie De Salis et à proximité de la pointe Alexander Milne, sont sans aucun doute associées à la Mer de Schuyter Point.

Les quelques datations au radiocarbone, effectuées sur des coquillages prélevés dans des sédiments de la Mer de Schuyter Point et dans les sédiments marins du nord-ouest de l'île Victoria (Fyles, 1963) et du littoral sud de l'île Melville (McLaren and Barnett, 1978), permettent de retracer l'histoire de l'émersion des côtes, dans le sud-ouest de l'archipel Arctique canadien. L'analyse de ces datations, en relation avec le relèvement isostatique des régions sises de part et d'autre du détroit du Vicomte-Melville, dépasse le cadre de l'étude. Il est cependant intéressant de souligner le dans l'interprétation éventuelle de la datation de 2 600 ans (GSC-1707) (Lowdon and Blake, 1976), obtenue sur des coquillages marins localisés entre 67 et 70 m d'altitude au nord de la pointe Peel sur l'île Victoria, il faudra tenir compte fait que le site de prélèvement est situé à l'extérieur de la ne recouverte par le Lobe de Viscount Melville. L'étude s photographies aériennes montre, en effet, que les dépôts arins reposent sur une surface qui n'a pas été glaciée depuis mise en place d'un till, probablement par le Lobe de rince Alfred du Stade de M'Clure. Cette datation, vieille

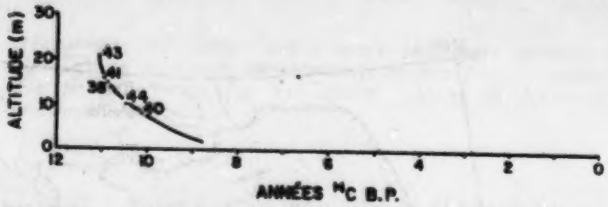


Figure 67. *Variations du niveau de la mer au Wisconsinien supérieur et au cours de l'Holocène sur la côte est de l'île Banks. Les chiffres représentent les datations au radiocarbone énumérées dans l'appendice D.*

Sea level fluctuations on the east coast of Banks Island during the Late Wisconsinan and Holocene. The numbers refer to the radiocarbon dates listed in Appendix D.

comparativement aux autres datations similaires dans l'Arctique (Blake, 1976b, p. 201), donne peut-être des renseignements sur la submersion marine de la région avant l'avancée du Lobe de Viscount Melville.

Les limites d'avancée du glacier laurentidien au cours de la dernière glaciation dans le sud-ouest de l'archipel Arctique canadien

Introduction

Un des problèmes, qui a suscité beaucoup de discussions ces dernières années, est celui de la délimitation précise de l'aire d'extension du glacier laurentidien dans l'Arctique canadien au cours de la dernière glaciation. Comme première tentative, on trouve, dans les écrits de Hobbs (1945), Jenness (1952) et Craig et Fyles (1960), des cartes à très petite échelle fixant la limite de la dernière avancée glaciaire. À la fin des années 60, Prest et al. (1968), dans leur carte glaciaire du Canada, et Prest (1969), dans sa carte qui montre le mode de retrait des glaciers au Wisconsinien ont fixé la limite en question en se basant sur des résultats des premières grandes missions de reconnaissance dans l'Arctique de chercheurs comme, entre autres, J.G. Fyles, B.G. Craig et W. Blake, Jr. Au cours de la dernière décennie, l'aire d'extension des glaces au Wisconsinien à l'extrémité nord-est (Miller and Dyke, 1974; Ives, 1978), au centre nord (Dyke, 1978) et dans le secteur continental nord-ouest (Fyles et al., 1972) de la calotte glaciaire laurentidienne a été délimitée. La région insulaire sud-ouest n'a, cependant, pas fait l'objet de travaux détaillés avant maintenant (Vincent, 1978c).

Deux limites d'avancée, reliées à la dernière glaciation d'Amundsen, ont pu être relevées sur l'île Banks. Au cours de la plus ancienne de ces deux avancées (Stade de M'Clure), la glace a recouvert les régions côtières sud-ouest, sud, est et nord de l'île. Lors de la dernière avancée (Stade de Russell), le glacier a empiété seulement sur la région sise à l'extrémité nord-est de l'île. Les glaces, dans les deux cas, émanaient de toute évidence du centre de dispersion du Keewatin de la calotte laurentidienne, situé dans la partie continentale des Territoires du Nord-Ouest (Prest, 1970).

Le délimitation de deux aires d'extension des glaciers, au cours de la dernière glaciation sur l'île Banks, implique qu'il est également possible de retracer celles-ci dans les régions sises à proximité de l'île. Deux cartes paléogéographiques (fig. 68 et 69) montrent la limite de l'avancée glaciaire au Wisconsinien inférieur et au Wisconsinien supérieur. Étant donné qu'aucun relevé détaillé de terrain n'a été effectué ailleurs que sur l'île Banks et que seuls quelques écrits, particulièrement Fyles (1963), et l'examen de photographies aériennes ont servi à fixer les limites d'avancée, il est évident que les limites proposées ici ne sauraient être définitives. Il s'agit plutôt ici de suggérer un modèle qui pourrait être vérifié et modifié particulièrement lors de travaux sur le terrain dans le secteur ouest de l'île Victoria.

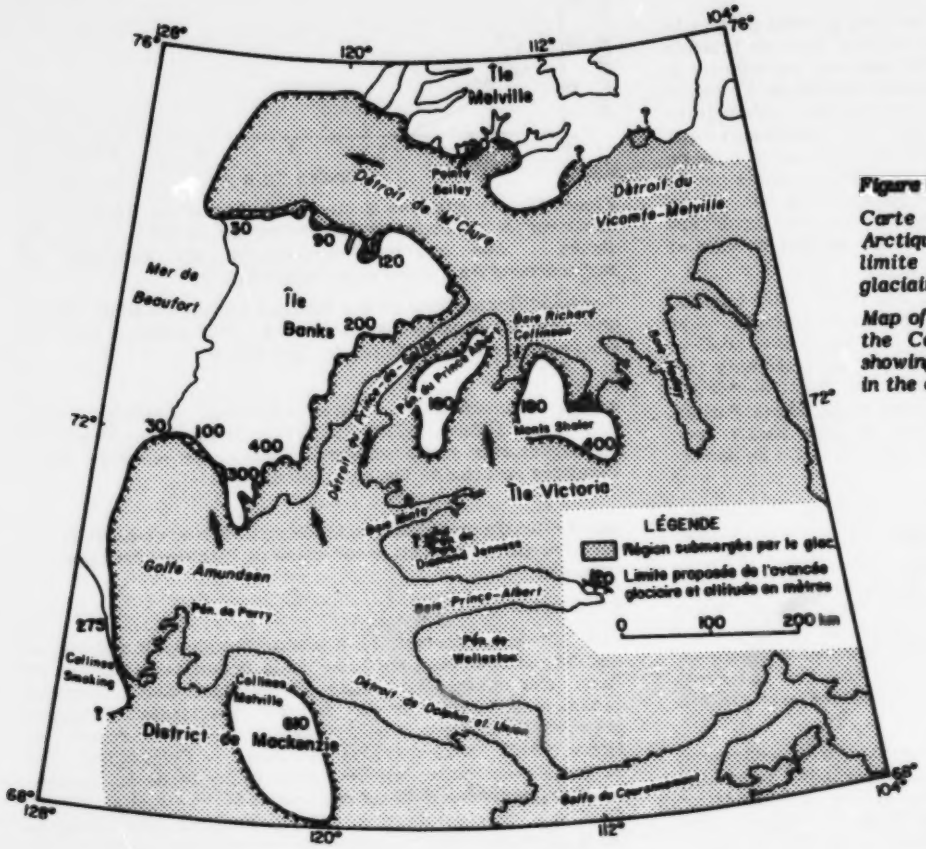


Figure 68

Carte du sud-ouest de l'archipel Arctique canadien montrant la limite proposée de l'avancée glaciaire au Wisconsinien inférieur.

Map of the southwestern portion of the Canadian Arctic Archipelago showing the proposed glacial limit in the early Wisconsinan.

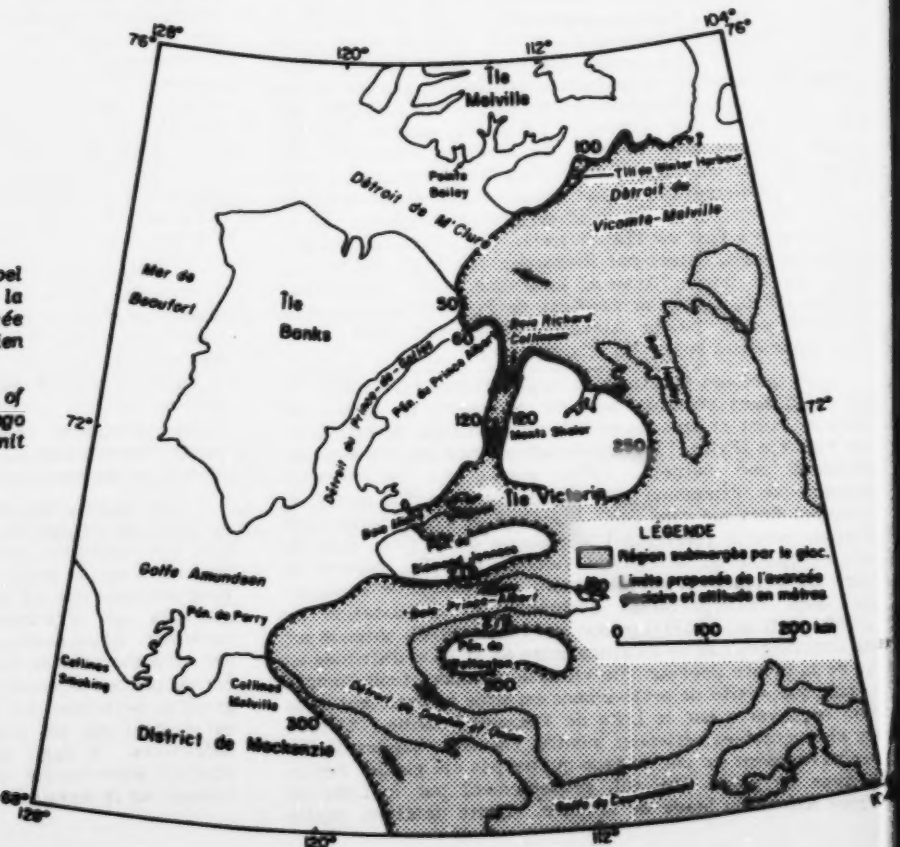


Figure 69

Carte du sud-ouest de l'archipel Arctique canadien montrant la limite proposée de l'avancée glaciaire au Wisconsinien supérieur.

Map of the southwestern portion of the Canadian Arctic Archipelago showing the proposed glacial limit in the Late Wisconsinan.

L'aire d'extension maximale du glacier laurentidien au Wisconsinien inférieur

La figure 68 montre la limite maximale d'avancée glaciaire au début de la dernière glaciation. Celle-ci correspond à la limite d'avancée des lobes de Thesiger, de Prince of Wales et de Prince Alfred sur l'Île Banks au cours du Stade de M'Clure. Du côté nord du détroit de M'Clure, le Lobe de Prince Alfred ne semble généralement pas avoir empiété sur les régions côtières. L'examen rapide des photographies aériennes a permis d'identifier des dépôts glaciaires, jusqu'à environ 90 m d'altitude, uniquement dans la région de la pointe Bailey et du cap Hoar de la côte sud de l'Île Melville. Sur le continent, la glace semble avoir contourné et entouré, sans la recouvrir, la haute région sise au sud des collines Melville (Fulton et Klassen, 1969). Une limite, sise à 600 m d'altitude, sépare une zone nettement glaciée d'une autre recouverte de felsenmeer et apparemment dénudée de formes glaciaires.

La limite, dans la région des collines Smoking, correspond à celle proposée par Fyles et al. (1972) comme étant la limite d'extension maximale atteinte au cours de la glaciation laurentidienne dans cette région. Sur l'Île Victoria, une partie de la péninsule Prince Albert, une partie des monts Shaler au sud-est de la baie Richard Collinson et une petite région de l'extrémité ouest de la péninsule Diamond Jenness ne semblent pas avoir été glaciées. La limite d'étendue des glaces est particulièrement bien marquée du côté est du Lobe de Prince of Wales, sur la péninsule Prince Albert. Fyles (1963) a d'ailleurs signalé la nature distincte des dépôts glaciaires dans cette région. La limite altitudinale atteinte par les glaces, en différents endroits, est indiquée ici et là et montre que le glacier avait un gradient faible qui s'abaissait petit à petit vers le nord-est.

L'aire d'extension maximale du glacier laurentidien au Wisconsinien supérieur

La figure 69 montre la limite maximale d'avancée glaciaire à la fin de la dernière glaciation. Sur l'Île Banks, celle-ci correspond à la limite d'avancée du Lobe de Viscount Melville au cours du Stade de Russell. Sur l'Île Melville, la limite correspond à l'aire d'extension de la moraine de Winter Harbour (Fyles, 1967). Sur le continent, la limite d'étendue se situe probablement vers 300 m d'altitude, à l'est des régions élevées sises au sud des collines Melville. Dans cette région, il est évident, après examen des photographies aériennes, qu'un écoulement glaciaire plus jeune recoupe, à basse altitude (<300 m), la surface glaciée plus ancienne et plus élevée (<600 m) notée précédemment. Sur l'Île Victoria, des surfaces appréciables des péninsules du Prince Albert, de Diamond Jenness, de Wollaston et des monts Shaler n'ont pas été recouvertes par les glaces. Si l'on examine les limites altitudinales atteintes par les glaces en différents endroits, il devient évident que les masses de glace en présence étaient plus épaisses vers le secteur est de l'Île Victoria et vers la région au sud du golfe du Couronnement. À la marge de la calotte, les glaces se sont engouffrées dans les régions basses entrées sur les détroits de Dolphin et d'Union et sur les baies Prince Albert, Minto et Richard Collinson.

Au Wisconsinien supérieur, les glaces ne semblent pas avoir progressé bien loin dans le golfe Amundsen tel qu'indiqué sur la figure 69. Une preuve à l'appui de cette assertion provient de l'étude de carottes prélevées dans les fonds marins du golfe entre la péninsule de Parry et l'Île Banks. Innis (1977) a noté que sous des sédiments argileux gris olive, marquant une lente sédimentation en milieu marin, on trouvait des sédiments de couleur gris rosâtre plus poussiers et plus carbonatés, contenant des cailloux striés. Comme ce sédiment, en raison de sa couleur, est fort probablement apparenté au Till de Jesse, mis en place au cours du Stade de M'Clure au début de la Glaciation d'Amundsen, et comme aucun autre sédiments nettement glaciaire ne surmonte les sédiments en question, il semble que le golfe n'ait pas été glacié après le début du Wisconsinien.

Conclusion

On a tenté, à l'aide des figures 68 et 69, de montrer qu'à la lumière des données existantes et de nouvelles données, il y avait moyen de définir deux limites d'avancée glaciaire, au cours de la dernière glaciation, dans le secteur nord-ouest de la calotte glaciaire laurentidienne. L'interprétation diffère considérablement d'autres interprétations (Prest et coll., 1968; Prest, 1969) en ce que la limite proposée, pour le dernier stade de la dernière glaciation (fig. 69), indique une progression beaucoup moins grande des glaces que ce qui est généralement accepté. Afin de démontrer la validité du modèle proposé, il faudrait découvrir et dater des sédiments organiques stratigraphiquement situés entre les sédiments glaciaires des deux avancées. La région ouest de l'Île Victoria semble le meilleur endroit où l'on pourrait découvrir de tels sédiments. Il se peut d'ailleurs qu'on y soit déjà parvenu. Fyles (1963, p. 4) a découvert entre deux tills, dans une coupe au nord de la baie Prince Albert, des sédiments organiques qui ont donné un âge de >32 400 ans (GSC-388) (Blake, 1974, p. 1038). Des relevés cartographiques et des études stratigraphiques détaillés, du même genre que ceux effectués sur l'Île Banks, sont nécessaires pour déterminer si les deux tills, séparés par des sédiments non glaciaires recelant de la matière organique, représentent deux avancées de la dernière glaciation. Si tel était le cas, une nouvelle preuve, mais cette fois-ci beaucoup plus convaincante, s'ajouterait aux autres preuves déjà présentées pour affirmer que deux avancées distinctes des glaces, séparées par un interstadiaire, ont eu lieu lors de la dernière glaciation.

L'Holocène

L'Holocène de l'Île Banks a été marqué par l'action de divers processus géomorphologiques, par des variations du niveau de la mer et probablement par de faibles variations climatiques.

Au cours de l'Holocène, le modelé de l'Île Banks, hérité des événements mentionnés ci-dessus, a continué à évoluer grâce à l'action de divers processus géomorphologiques. Les eaux courantes, depuis les minces filets ruisselant à la surface des versants jusqu'aux grandes rivières, ont érodé, transporté et mis en place des sédiments. Le vent a mobilisé puis accumulé du silt et du sable. Par l'action de la gravité et du gel, divers dépôts ont été mobilisés rapidement ou très lentement sur les pentes. Le gel a trié, soulevé, gélifracté et fissuré les sédiments à la surface, et la nivation et le thermokarst ont également modifié d'importantes surfaces. Des glaces flottantes, en bordure des rivières, des lacs ou de la mer, ont affecté les rives de diverses façons. Les courants marins et les vagues ont, en érodant ou en accumulant des sédiments, modifié l'allure des côtes. Finalement, des sédiments organiques se sont accumulés.

Des variations du niveau de la mer, de faible amplitude, semblent également caractériser l'Holocène de l'Île Banks. Manning (1956, p. 61), Craig et Fyles (1960, p. 10 et 1965, p. 38) et Fyles (1962, p. 8) ont, en se basant principalement sur la présence d'estuaires inondés, indiqué que le littoral ouest de l'Île était en train d'être submergé. Fyles (1969, p. 195) a également indiqué que le secteur ouest de la côte nord subissait le même sort.

L'histoire des variations du niveau de la mer, au cours de l'Holocène, sur la côte est, est quelque peu différente. La courbe des variations du niveau de la mer, au cours du Wisconsinien supérieur (fig. 67), indique que la côte est s'est

Figure 70. *Érosion fluviale et thermique de la rive droite de la rivière Ballast dans son cours supérieur. Les sédiments érodés sont du sable et du gravier gelés de la Formation de Beaufort (cliché n° 167754 de la C.G.C.).*

Fluvial and thermal erosion of the right bank of Ballast Brook in its upper reaches. The eroded sediments are frozen Beaufort sands and gravels (GSC photo 167754).

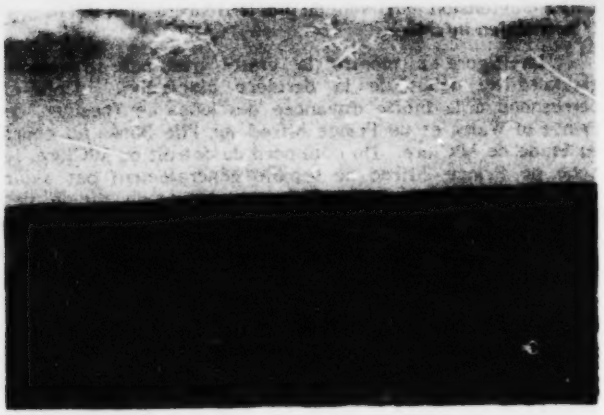


Figure 71. *Érosion sous forme de "badlands" de silt de la Mer Big, au sud de l'embouchure de la rivière Parker (cliché n° 167577 de la C.G.C.).*

Erosion into badlands of Big Sea silts south of the mouth of Parker River (GSC photo 167577).

Figure 72. *Réseau trié sur une pente à faible inclinaison. Développé dans des grès dévoniens de la région à l'est de la baie Mercy (cliché n° 167804 de la C.G.C.).*

Sorted net on a low gradient slope. Developed in Devonian sandstone of the area east of Mercy Bay (GSC photo 167804).

Figure 73. *Lobe de solifluction à proximité du cap Vesey Hamilton. Le lobe est constitué de gélifracts de grès dévonien provenant de l'escarpement à l'arrière-plan (cliché n° 167561 de la C.G.C.).*

Solifluction lobe near Cape Vesey Hamilton. The lobe is composed of frost-shattered slabs of Devonian sandstone derived from the escarpment shown in the background (GSC photo 167561).

progressivement relevée entre il y a 11 200 et 10 200 ans. Cette émersion s'est poursuivie au cours de l'Holocène, afin de permettre à la mer d'atteindre son niveau actuel.

Plusieurs courbes des variations du niveau de la mer, dans les régions périphériques à la limite d'avancée maximale d'un glacier, montrent souvent qu'une période de submersion a suivi l'émersion initiale d'une telle région (Bloom, 1977). Sur la côte est de l'île Banks, il est possible que la côte ait connu une plus grande émersion à un moment donné et que par la suite une période de submersion ait eu lieu pour amener la côte à son niveau actuel. Il se peut également qu'une simple émersion, amenant la côte à son niveau actuel, ait eu lieu. Aucune donnée ne permet d'appuyer l'un ou l'autre des modèles.

Des analyses polliniques de Ritchie et Hare (1971), appuyées par des datations au radiocarbone, suggèrent qu'une détérioration du climat a débuté il y a 5 500 ans et est devenue très nette il y a environ 4 000 ans dans la péninsule de Tuktoyaktuk, à l'est du delta du fleuve Mackenzie. De même, Nichols (1972) parle d'un refroidissement général dans l'Arctique canadien il y a environ 3 500 ans. Cette détérioration du climat aurait dû également agir sur l'île Banks, rendant l'environnement plus froid et plus aride.

PROCESSUS ACTIFS, UTILISATION DU SOL ET RESSOURCES GRANULAIRES

Introduction

Plusieurs processus géomorphologiques contribuent actuellement à façonner le modelé de l'île Banks hérité des événements glaciaires et autres discutés ci-dessus. Dans plusieurs régions, certains de ces processus jouent depuis très longtemps et le modelé peut être considéré comme étant véritablement périglaciaire. Il suffit de penser, par exemple, aux endroits qui n'ont pas été recouverts par un glacier, un lac glaciaire ou une mer depuis la Glaciation de Banks.

En premier lieu, on procédera à un survol des principaux processus qui agissent sur l'île. Plusieurs travaux les décrivent déjà. Ces derniers seront signalés en insistant sur les liens qui existent entre les divers processus et le substratum sur lequel ils jouent, et en donnant une idée, lorsque possible, de la vitesse à laquelle ils agissent. Il est à noter qu'un texte de French (1976c) renferme plusieurs observations extrêmement utiles sur les divers processus périglaciaires de l'île Banks, ainsi que de nombreuses illustrations de ces derniers.

La deuxième section portera sur l'utilisation du sol et offrira quelques commentaires sur les conséquences éventuelles de perturbations du terrain par l'homme et sur la tolérance à l'égard de la circulation des diverses unités. Enfin, pour terminer, quelques renseignements seront fournis sur la disponibilité des ressources granulaires.

Les processus actifs

L'action des eaux courantes

Les eaux fluviales, par leur action érosive, sont probablement les agents les plus importants de modification du relief. L'action des eaux a varié en intensité selon la présence de l'un ou l'autre des systèmes morphoclimatiques qui se sont succédé. Une bonne partie de l'incision fluviale de l'île résulte en fait de l'action des eaux de fonte glaciaire. L'exemple des surfaces d'étendues considérables de l'ouest de l'île recouvertes de chenaux et terrasses fluvio-glaciaires se présente à l'esprit.

Bien que sans doute moins spectaculaire que lors des diverses déglaciations, l'action des eaux courantes demeure importante encore aujourd'hui. Sur l'île Banks, French (1971a et 1972b) a étudié le rôle des eaux courantes dans la formation des vallées asymétriques du nord-ouest et a fait des commentaires sur la présence très répandue de chenaux anastomosés et de sandres (French, 1976c, p. 176). Day et Gale (1976) ont étudié le creusement des ravins tributaires en forme de "V" ou de "U", Miles (1976 et 1980), le rôle érosif des eaux le long des principaux cours d'eaux et finalement, Lewkowicz (1977), Lewkowicz et al. (1978) et French et Lewkowicz (1981), le rôle érosif du ruissellement sur les pentes. Tous ces auteurs ont démontré l'importance de l'érosion par les eaux fluviales. Afin de mieux comprendre les facteurs qui régissent l'action fluviale en milieu périglaciaire, Anderson et Durrant (1976), et Day et Lewis (1977) ont fourni des données hydrologiques de base sur le régime des principaux cours d'eaux.

La corrosion comme l'érosion thermique des berges par les cours d'eau est partout importante particulièrement lors de la crue printanière (French, 1976, p. 126, 173, 174). Cette érosion s'exerce sur les sédiments de toutes les formations meubles. La figure 70 montre l'érosion d'une berge constituée de sable et de gravier de Beaufort gelés. L'érosion sur les interfluves est également particulièrement intense sur les formations à granulométrie fine. Les formations d'Isachsen et d'Eureka Sound, ainsi que les sédiments fins glacio-lacustres et marins quaternaires sont particulièrement sujets à l'érosion et constituent souvent des ensembles de "badlands" (fig. 17, 71).

La datation de sédiments éoliens (app. D, datations nos 12 et 14) situés sur les terrasses inférieures des rivières Thomsen et Bernard, à quelques centimètres au-dessus de la limite atteinte par les eaux lors des crues printanières, indique que l'incision verticale dans ces deux cours d'eau est négligeable depuis au moins 6 000 ans dans le cas de la rivière Bernard et 4 000 ans dans le cas de la rivière Thomsen (voir commentaire de Vincent dans Lowdon et al., 1977, p. 20, 21).

Les actions reliées aux mouvements de masse

La présence très répandue de traînées, le plus souvent non triées, et de lobes et nappes de solifluction témoigne de l'importance de la gélifluxion et du creep dû au gel. Les traînées sont fréquentes sur à peu près toutes les pentes développées dans les diverses formations meubles et on les retrouve toujours sur les pentes dans les divers tills. French (1974a, 1976a) a décrit des traînées non triées dans la région de Sachs Harbour et a estimé qu'elles progressaient sur les versants à un rythme d'environ 1,2 cm/a.

On observe des processus différents sur les versants développés dans les roches lithifiées. Dans les formations dévoniennes, les roches sont d'abord gélifractées, puis les débris migrent lentement par creep et soulèvement par le gel comme en témoigne la présence de réseaux (fig. 72), traînées et guirlandes. Ces mêmes formations (fig. 73) exhibent des lobes de solifluction. Dans le cas de la Formation de Glenelg, les roches sont le plus souvent gélifractées puis accumulées dans des talus d'éboulis.

Les mouvements rapides de matériaux ont été le plus fréquemment observés sur les pentes de la Formation de Christopher. Là, la couche de mollisol glisse littéralement sur le pergélisol et forme une coulée qui dévale les pentes. La figure 74 illustre bien ce phénomène décrit dans la littérature anglaise sous le nom de "active layer detachment failure". Il importe de souligner que les pentes développées dans la Formation de Christopher sont très actives et que toute intervention humaine sur celles-ci devrait être envisagée avec beaucoup de précaution.

Bien qu'habituellement lents, les mouvements de masse occasionnent d'importantes modifications du terrain. La présence d'accumulations de colluvions un peu partout en témoigne.

Figure 74. Coulées de mollisol ("active layer detachment failures") dans du silt de la Formation de Christopher dans la région du cours inférieur de la rivière Masik (cliché n° 167454 de la C.G.C.).

Active layer detachment failures in Christopher Formation silts in the lower Masik River area (GSC photo 167454).

Figure 76. Grès de la Formation de Weatherall soulevé par le gel dans la région à l'est de la rivière Thomsen au nord-est du lac Shoran (cliché n° 167812 de la C.G.C.).

Frost-heaved Weatherall Formation sandstone in the area east of Thomsen River northeast of Shoran Lake (GSC photo 167812).

Figure 75. Polygones à centre déprimé à proximité du lac Reddi (cliché n° 167658 de la C.G.C.).

Low-centre polygons near Reddi Lake (GSC photo 167658).

Figure 77. Coins de glace dans des colluvions à proximité de la baie Thesiger à l'ouest de Sachs Harbour (cliché n° 167842 de la C.G.C.).

Ice wedges in colluvium near Thesiger Bay west of Sachs Harbour (GSC photo 167842).

Gélicontraction et fissuration et autres actions dues au gel

Comme ailleurs en région de pergélisol continu, le gel affecte partout les formations superficielles de l'île en triant, soulevant, fissurant et gélifractant les divers dépôts meubles ou lithifiés.

Les sols à figures géométriques sont omniprésents. Selon le drainage, la granulométrie et l'inclinaison des pentes, on trouve surtout sur les formations meubles des polygones à centre déprimé (fig. 75) ou à centre bombé et des traînées le plus souvent non triées. Les polygones se trouvent principalement sur des surfaces planes mais ils ont été observés sur des pentes relativement raides de la Formation d'Eureka Sound. Sur les formations lithifiées, selon les pentes, des cercles, des polygones, des réseaux (fig. 72), des guirlandes et des traînées aussi bien triés que non triés ont été observés. Des descriptions de quelques types de sols à figure géométrique sont présentées dans French et Egginton (1973) et Pissart (1975a et 1976).

Il est finalement important de noter que le soulèvement dû au gel peut occasionner des perturbations considérables des surfaces de roches dévoniennes. La figure 76 montre des grès dévoniens de la Formation de Weatherall qui ont subi de telles perturbations.

Glace dans le sol et thermokarst

Les formations meubles, aussi bien quaternaires que préquaternaires, ont des teneurs considérables en glace de divers types principalement grâce à la croissance de coins de glace (fig. 77) et de nappes de glace de ségrégation. L'examen des rapports de sondages de 27 m de profondeur, effectué dans le cadre de relevés séismiques, a d'ailleurs permis à Gauthier (1978) de le démontrer. La plupart des sondages traversaient en effet des zones de glace pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. L'omniprésence de ces volumineuses masses de glace dans les formations meubles peut être vérifiée non seulement lors de l'examen des coupes naturelles qui en révèlent presque toujours la présence, mais aussi à l'examen des surfaces qui montrent le plus souvent de denses réseaux de polygones.

Bien que les teneurs en glace soient partout quantifiables, les observations semblent indiquer que les plus fortes concentrations sur l'île Banks se trouvent dans les accumulations les plus importantes de colluvions et tout le long de la côte est de l'île où on les retrouve entre le Till de Jesse et les sédiments fins de la Mer Big (fig. 78). Bien que ces masses de glace, qui peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et plusieurs dizaines de mètres de longueur ou de largeur, se composent surtout de glace de ségrégation et de coins de glace, la présence de glace de glacier fossile n'est pas exclue. Les masses de glace sont syngénétiques, c'est-à-dire qu'elles ont pu se former lors de la mise en place des sédiments de la Mer Big ou du Till de Jesse, ou bien elles sont épigénétiques, donc postérieures à la mise en place des sédiments. Il est cependant assuré qu'une grande quantité d'eau devait être disponible et que ces conditions ont existé partout en même temps sur la côte est de l'île.

Vu la présence abondante de ces masses de glaces, de nombreux endroits sont perturbés de façon naturelle par le thermokarst, lorsque les couches isolantes à la surface de la glace sont enlevées, surtout par l'érosion fluviale ou marine. Egginton (1976), French (1973, 1974b, 1974c et 1976c), French et Egginton (1973), Miles (1976 et 1980) et Pissart (1975b) ont décrit ce phénomène. Les deux premiers auteurs mentionnés ont étudié en particulier le thermokarst dans le secteur est de l'île où ils ont décrit les diverses formes résultant de la fonte de la glace massive mentionnée plus haut. La vitesse d'évolution de ces formes est rapide. French et Egginton (1973) parlent de retrait de pente de 7 à 10 m/a. Les cartes dans Vincent (1980b) montrent la localisation des pentes qui sont en recul à cause d'une activité thermokarstique.

Des formes de thermokarst, telles que celles montrées sur la figure 79, se retrouvent surtout le long de la côte est, mais sont également présentes ailleurs sur l'île dans les colluvions épaisses ou dans les formations meubles à granulométrie fine.

Finalement, quelques formes telles que des pingos et des palses, résultant de la croissance de glace, ont été observées sur l'île. French (1975a et 1976b), French et Dutkiewicz (1976), Pissart (1975a) et Pissart et French (1976 et 1977) ont chacun décrit ces formes.

En raison de la vitesse à laquelle elles évoluent ainsi que du fait qu'elles se retrouvent partout, il est certain que l'on devra tenir compte de la présence des nappes de glace massive, surtout sur la côte est de l'île, avant d'entreprendre tout aménagement.

L'action des eaux marines et des glaces flottantes

La corrosion comme l'érosion thermique des côtes de l'île Banks, par les eaux marines, en été, lorsque la glace a disparu des bras de mers, est localement importante (Miles, 1976 et 1980 et Stephen, 1976).

Comme dans le cas de l'érosion fluviale, l'érosion des côtes par les vagues joue sur les sédiments meubles appartenant à toutes les gammes granulométriques. L'observation d'un même site, au cours d'années différentes, a démontré que les colluvions accumulées sur les plages, à la base des falaises marines, sont facilement enlevées. La vitesse de retrait des falaises côtières doit s'effectuer assez rapidement, particulièrement le long des pointes (pointe Worth, Meek, etc.) ou le long des falaises plus ou moins rectilignes comme celles de part et d'autres de la baie De Salis ou celles qui bordent la plaine d'épandage de Sachs Harbour. La vitesse de retrait des falaises marines au sud-est de Sachs Harbour atteint environ 4 à 5 m/a selon French (comm. écrite, 1980).

L'érosion et l'accumulation de matériaux par l'action des glaces flottantes, aussi bien en bordure des lacs et des rivières que le long de la mer, sont responsables de formes éphémères mineures comme en témoigne la présence en de nombreux endroits de remparts de poussées ou autres formes glacielles. Selon Day et Anderson (1976), l'action du glaciel le long de la rivière Thomsen est minime bien que le lit de la rivière en question soit perturbé en plusieurs endroits. Miles (1976) a observé des remparts de poussées glacielles pouvant atteindre des dimensions considérables (dans un cas, par exemple, à 15 m d'altitude et à 150 m à l'intérieur des terres sur toutes les côtes de l'île).

L'action du vent et les accumulations nivales

Le rôle du vent, sommairement discuté lors de la description des sédiments éoliens, est traité de façon plus complète dans Pissart et al. (1977). La carte des formations superficielles (Vincent, 1980b) donne une idée des endroits où les sables sont érodés ou accumulés par le vent. French (1970, 1971a et 1972b) a également traité du rôle du vent dans l'évolution des pentes dans le nord-ouest de l'île.

Le vent qui agit sur le silt et le sable fin des plaines inondables, des terrasses fluvio-glaciaires et des formations d'Isachsen et d'Eureka Sound contribue de façon non négligeable, en mobilisant des matériaux et en les redéposant ailleurs, à modifier les surfaces de l'île Banks (fig. 38).

Figure 78. Nappe de glace massive entre, en dessous du silt de la Mer Big, et, au-dessus du Till de Jesse. Le thermokarst est responsable ici d'un recul très rapide de la paroi (cliché n° 176268 de la C.G.C.).

Massive ice body between Big Sea silts and Jesse Till. Thermokarst causes rapid headwall retreat (GSC photo 176268).

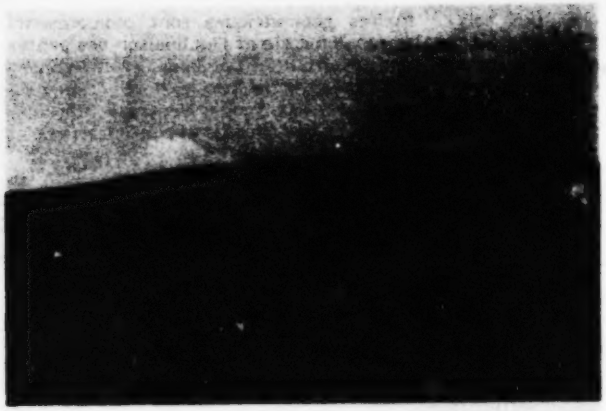


Figure 80. Niches de nivation développées dans du silt de la Formation de Christopher sur la rive gauche de la rivière Thomsen au sud de l'embouchure de la rivière Muskox (cliché n° 167722 de la C.G.C.).

Nivation hollows developed in Christopher Formation silts on the left bank of Thomsen River south of the mouth of Muskox River (GSC photo 167722).

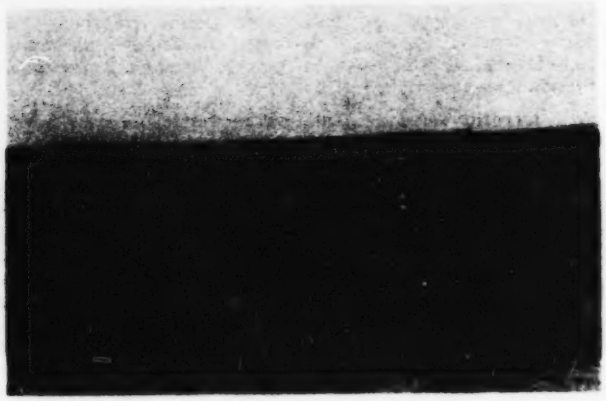


Figure 79. Forme de thermokarst dans du silt de la Formation de Kanguk au nord du lac Sharan (cliché n° 167785 de la C.G.C.).

Retrogressive thaw flow slide in Kanguk Formation silts north of Sharan Lake (GSC photo 167785).

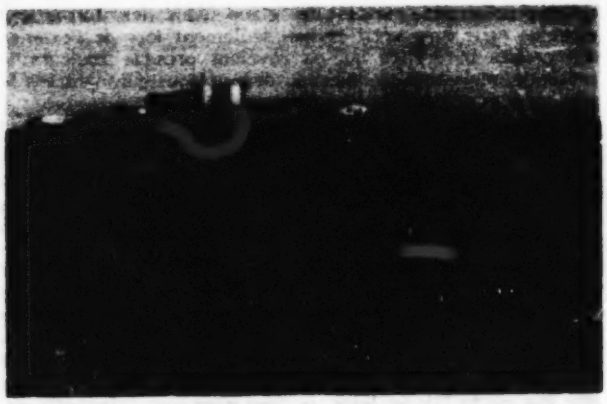


Figure 81. Thermokarst anthropique à Sachs Harbour, résultant du passage d'un véhicule moteur (cliché n° 167638 de la C.G.C.).

Anthropic thermokarst at Sachs Harbour resulting from the passage of a motor vehicle (GSC photo 167638).

Avec le ruissellement et le soulèvement par le gel, la déflation est également responsable de la concentration d'éléments grossiers à la surface de plusieurs formations meubles.

Des niches de nivation ont été observées localement sur l'Île Banks, surtout sur les versants relativement raides développés dans les formations meubles préquaternaires et quaternaires où la neige soufflée par le vent a pu s'accumuler. La nivation est responsable du recul des versants aussi bien dans les formations à granulométrie plus fine, comme la Formation de Christopher (fig. 80) que dans les formations plus grossières comme celle de Beaufort. Quelques niches de nivations ont égalemnt été observées dans des grès dévoniens. French (1971a) a parlé du rôle de la nivation dans la formation des vallées asymétriques du nord-ouest.

L'action de l'homme et des animaux

Les perturbations de terrain occasionnées par la présence de l'homme sur l'Île Banks ont été décrites par divers auteurs. Il s'agit la plupart du temps du déclenchement de phénomènes thermokarstiques occasionnés par le bouleversement de sédiments superficiels qui isolaient la glace de sol. French (1973, 1974b et 1975b) a décrit l'activité thermokarstique qui a suivi l'aménagement de la piste d'atterrissage de Sachs Harbour. Il a également décrit les perturbations aux environs de Sachs Harbour (fig. 81) résultant principalement du passage de véhicules moteurs (French, 1973, 1975a, 1976a et 1978) ainsi que celles résultant des activités entourant l'exploration pétrolière sur l'île (French, 1974b, 1976a, 1978 et 1979). Grâce aux divers travaux de French, il est possible d'affirmer que l'activité thermokarstique se développe rapidement dans les années qui suivent l'intervention humaine et que la stabilisation des surfaces n'est pas atteinte avant une trentaine d'années. Finalement, Kerfoot (1972) a évalué les perturbations reliées aux levés séismiques d'hiver.

Les perturbations occasionnées par les animaux semblent peu importantes. Elles se limitent à l'action d'animaux fouisseurs tels que les lemmings et les renards ou à de faibles modifications des surfaces résultant du broutage par les caribous et les boeufs musqués.

Utilisation du sol

Conséquences éventuelles de perturbations par l'homme

Le tableau 8 donne une idée de la susceptibilité des diverses unités lithologiques décrites sur les cartes des formations superficielles (Vincent, 1980b) aux perturbations résultant de l'activité humaine. La classification, qui donne une idée de l'importance et du type de perturbations éventuelles, est tirée de Hodgson (1975). La perturbation peut être due à l'action directe de l'homme ou se produire ultérieurement suite à l'interruption de l'équilibre dans les processus naturels.

Les régions recouvertes par la Formation de Christopher et celles de la côte est où l'on trouve les immenses nappes de glace massive sont les plus susceptibles aux perturbations. Il faudrait prendre de grandes précautions si l'on envisage par exemple de construire un pipe-line ou des routes dans ces lieux.

Tolérance à l'égard de la circulation

Le tableau 9 donne une idée de la tolérance à l'égard de la circulation, c'est-à-dire de la possibilité pour des véhicules, conçus pour les conditions arctiques, de se déplacer sur les diverses unités lithologiques décrites dans les cartes des formations superficielles (Vincent, 1980b). La classification, tirée de Hodgson (1975), tient compte de la rugosité et des dénivellations du terrain (macrorelief) ainsi que de la traction (capacité portante du mollisol).

Les ressources granulaires

Sable

On trouve le sable en grande quantité dans les unités quaternaires 9, 8, 7e, 7d, 7b, 6b, 5 et 4 (Vincent, 1980b) ainsi que dans les unités préquaternaires Tb, Te_2, Kh et Ki. Bien que des sédiments plus fins ou plus grossiers soient souvent mélangés au sable, les diverses unités mentionnées sont toutes d'excellentes sources d'agrégats. L'épaisseur maximale du mollisol dans ces unités varie de 1 m à 1,5 m à la fin de l'été. Dans le pergélisol, le sable est lié par de la glace de pore et on trouve souvent de la glace de ségrégation ainsi que des corps de glace massive.

Gravier

On trouve de l'excellent gravier, en grande quantité, dans les unités quaternaires 9, 7e, 7d, 7c, 6b, 5 et 4 (Vincent, 1980b) ainsi que dans la Formation de Beaufort. Plusieurs tills (unités 3e, 3d, 3c, 2c, 2b et 2a) pourraient également servir de source de gravier. L'épaisseur du mollisol et le contenu en glace sont semblables à ceux du sable. L'abondance de chert dans la Formation de Beaufort et dans les dépôts quaternaires dérivés de cette formation pourrait être la cause de problèmes si l'on cherchait à utiliser ces matériaux pour faire du ciment. Hewitt et Karrow (1963, p. 36) mentionnent en effet que certains types de chert réagissent avec le ciment causant entre autres des fissures.

CONCLUSION

Les événements qui se sont déroulés au Quaternaire sur l'Île Banks ont été reconstitués.

En résumé, au moins trois glaciations, provenant toutes d'un centre de dispersion continental situé au sud-est de l'île, se sont succédé. La plus vieille et la plus étendue, la Glaciation de Banks, a submergé toute l'île, sauf l'extrémité nord-ouest qui n'a apparemment jamais été glaciée. Les lacs glaciaires Egina et Storkerson ont existé lors de la déglaciation. La Mer glacio-isostatique Pré-Banks, reconnue uniquement en coupe, a précédé l'englaciation, tandis que la Mer Post-Banks a inondé les régions côtières après le retrait des glaces.

Après l'Interglaciaire de Morgan Bluffs, marqué par un climat semblable à celui qui existe aujourd'hui, le sud, l'est et une bonne partie du bassin de la rivière Thomsen ont été recouverts par les glaces au cours de la Glaciation de Thomsen. Les lacs glaciaires Parker et Dissection ont existé dans le nord-est. La Mer Pré-Thomsen a précédé l'englaciation, tandis que la Mer Big a inondé de grandes surfaces de l'ouest, du centre et de l'est.

Suite au dernier Interglaciaire de Cape Collinson marqué par un climat un peu plus chaud que le climat actuel, des lobes de glace laurentidiens ont empiété sur les régions côtières de l'île, au cours du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen. Les lobes de Prince of Wales et de Thesiger, émanant du golfe Amundsen, ont respectivement progressé, l'un vers le nord-est dans le détroit du Prince-de-Galles, empiétant sur la côte est de l'île, l'autre vers le nord-ouest, empiétant sur la côte sud-ouest de l'île. Au même moment, le Lobe de Prince Alfred, émanant du détroit du Vicomte-Melville, a progressé vers l'ouest dans le détroit de M'Clure en empiétant sur la côte nord. Plusieurs lacs glaciaires ont été piégés à la marge des lobes. Les lacs glaciaires Sarfarssuk, Cardwell et De Salis ont été retenus au front du Lobe de Prince of Wales, les lacs Masik, Rufus et

Tableau 8. Estimation de la susceptibilité aux perturbations des diverses formations superficielles[1]

LÉGENDE	ESTIMATION DE LA SUSCEPTIBILITÉ AUX PERTURBATIONS	
Ampleur de la perturbation		
1. Faible: perturbations modérées ou localement élevées lors des périodes de fonte ou de fortes pluies – inexistantes ou limitées en d'autres temps.	9 Sédiments fluviaux	Chenaux: 1A Escarpement de terrasse: 2 ABC Surface de la terrasse: 1 AB
2. Modérée: perturbations élevées lors des périodes de fonte ou de fortes pluies – modifications d'une partie ou de toute la zone perturbée – les processus ne devraient pas s'étendre aux régions environnantes non perturbées.	8 Sédiments éoliens	3 AB
3. Élevée: perturbations de toute ou d'un secteur substantiel de la zone d'activité – les processus ont de bonnes chances de s'étendre aux régions environnantes non perturbées – pourraient entraver l'activité humaine.	7 Sédiments marins	
	7e sédiments littoraux	1 A
	7d sédiments deltaïques	3 AB
	7c sédiments prélittoraux et deltaïques	2 ABC
	7b sédiments deltaïques	1 AB
	7a sédiments d'eau profonde et prélittoraux	Versants: 3 ABC Interfluves: 2 AB
Types de perturbation	6 Sédiments glacio-lacustres	
A Modification du drainage par: a) concentration de l'écoulement qui amène l'érosion b) retenues d'eau qui occasionnent: i) des débordements et donc de l'érosion ii) l'érosion thermique sous et en bordure de la masse d'eau.	6b sédiments deltaïques	1 AB
	6a sédiments d'eau profonde	Versants: 3 ABC Interfluves: 2 AB
	5 Sédiments fluvio-glaciaires	Escarpement de terrasse: 2 ABC Surface de la terrasse: 1 AB
	4 Sédiments de contact glaciaire	Versants: 2 AB Interfluves: 1 AB
	3, 2, 1 Tills	2 ABC
	Tb Formation de Beaufort	Versants: 2 ABC Interfluves: 1 AB
	Te Formation d'Eureka Sound	
	Te_2 niveau <<cyclique>>	Versants: 3 ABC Interfluves: 1 AB
	Te_1 niveau <<schisteux>>	Versants: 2 ABC Interfluves: 2 AB
	Kk Formation de Kanguk	Versants: 2 ABC Interfluves: 2 AB
	Kh Formation de Hassel	Versants: 2 ABC
	Kc Formation de Christopher	Versants: 3 ABC Interfluves: 2 AB
	Ki Formation d'Isachsen	Versants: 3 ABC Interfluves: 1 AB
	Dpi Formation de Parry Islands	Versants: 2 ABC Interfluves: 1 A
	Dw Formation de Weatherall	
	Dw_2 niveau de Mercy Bay	Versants: 2 ABC Interfluves: 1 A
	Dw_1 niveau de Pré-Mercy Bay	Versants: 2 ABC Interfluves: 1 A
	Pg Formation de Gleneig	Versants: 2 AB

[1] La classification est tirée de Hodgson (1975).

Tableau 9. Estimation de la tolérance à l'égard de la circulation des diverses formations superficielles[1]

LÉGENDE

Rugosité et dénivellation du terrain

1. Facilement traversée dans toutes les directions.
2. Peut être traversée, mais difficile localement ou dans certaines directions.
3. Difficile ou impraticable.

Traction (capacité portante)

(La première estimation est pour une période de fonte ou de forte pluie, la seconde est pour l'été.)

1. Facilement traversée.
2. Peut être traversée, mais difficile localement ou dans certaines directions.
3. Difficile à traverser.

	ESTIMATION DE LA TOLÉRANCE À L'ÉGARD DE LA CIRCULATION		Rugosité	Traction
9	Sédiments fluviaux		2	3/1
8	Sédiments éoliens		1	2/1
7	Sédiments marins			
	7e sédiments littoraux		1	2/1
	7d sédiments deltaiques		2	2/1
	7c sédiments prélittoraux et deltaiques		1	2/1
	7b sédiments deltaiques		1	2/1
	7a sédiments d'eau profonde et prélittoraux	Versants:	3	3/2
		Interfluves:	1	2/1
6	Sédiments glacio-lacustres			
	6b sédiments deltaiques		1	2/1
	6a sédiments d'eau profonde	Versants:	3	3/2
		Interfluves:	1	2/1
5	Sédiments fluvio-glaciaires		2	2/1
4	Sédiments de contact glaciaire		2	1/1
3, 2, 1	Tills		1	2/1
Tb	Formation de Beaufort	Versants:	2	3/2
		Interfluves:	1	2/1
Te	Formation d'Eureka Sound			
	Te_2 niveau <<cyclique>>	Versants:	2	3/2
		Interfluves:	1	2/1
	Te_1 niveau <<schisteux>>	Versants:	2	3/2
		Interfluves:	1	2/1
Kk	Formation de Kanguk	Versants:	3	3/3
		Interfluves:	1	2/1
Kh	Formation de Hassel	Versants:	3	3/3
Kc	Formation de Christopher	Versants:	3	3/3
		Interfluves:	1	3/2
Ki	Formation d'Isachsen	Versants:	2	3/2
		Interfluves:	1	2/1
Dpi	Formation de Parry Islands	Versants:	3	3/3
		Interfluves:	1	2/1
Dw	Formation de Weatherall			
	Dw_2 niveau de Mercy Bay	Versants:	3	3/3
		Interfluves:	1	2/1
	Dw_1 niveau de Pré-Mercy Bay	Versants:	3	3/3
		Interfluves:	1	2/1
Pg	Formation de Glenelg	Versants:	3	3/3

[1]La classification est tirée de Hodgson (1975).

Raddi, au front du Lobe de Thesiger et les lacs Ballast et Ivitaruk, au front du Lobe de Prince Alfred. La Mer d'East Coast a submergé la côte est de l'île jusqu'à 120 m; la Mer de Meek Point, la côte ouest jusqu'à 20 m et la Mer Investigator, la côte nord jusqu'à 30 m. Une nouvelle avancée tardive du Lobe de Thesiger, nommée avancée de Sand Hills, est responsable de l'édification d'un complexe morainique sur la côte sud-ouest.

Deux événements, associés à un stade tardif, le Stade de Russell de la Glaciation d'Amundsen, ont eu lieu après une période interstadiaire sur laquelle peu de renseignements sont disponibles. Le Lobe de Viscount Melville émanant du détroit du Vicomte-Melville a recouvert la pointe nord-est de l'île tandis que la Mer de Schuyter Point submergeait la région est jusqu'à 25 m d'altitude. Le Stade de Russell date du Wisconsinien supérieur, tandis que le Stade de M'Clure est bien antérieur à cette époque et date probablement du Wisconsinien inférieur.

Tout au long du Pléistocène, comme au cours de l'Holocène, les régions qui n'étaient pas recouvertes de glace ou de masses d'eaux marines et lacustres ont également évolué sous l'action des divers processus périglaciaires. Ces processus n'ont cependant fait que modifier les modelés glaciaires, eux-mêmes superposés aux surfaces héritées d'un relief structural préquaternaire.

Ce travail ajoute de plusieurs façons à la connaissance des glaciations quaternaires dans l'Arctique. En terminant, certaines de ces contributions sont soulignées.

Premièrement, à l'échelle de l'île, il a été démontré que les glaciers continentaux ont atteint et recouvert une partie de la région à l'étude au moins à trois reprises lors des glaciations de Banks, de Thomsen et d'Amundsen. Il a également été proposé que chaque glaciation constitue en réalité un étage glaciaire distinct séparé des autres glaciations par un intervalle interglaciaire. Des transgressions marines, résultant de l'enfoncement de l'écorce terrestre lors de la progression des glaciers, ont précédé l'englaciation des régions côtières tandis que des phases marines régressives, reliées au relèvement isostatique, ont suivi le retrait des glaces. Ce modèle ressemble à celui proposé par Miller et al. (1977) dans la région de Clyde Foreland sur la côte est de l'île Baffin. La plupart des événements glaciaires, marins et glacio-lacustres sont reconnus pour la première fois et contribuent de ce fait à l'explication du modelé d'une portion quelque peu importante de l'archipel Arctique canadien.

La reconstitution fournit, en second lieu, une meilleure compréhension du mode de glaciation dans les régions insulaires arctiques. La Glaciation de Banks, la plus ancienne reconnue, est celle qui a recouvert les plus grandes surfaces et les régions les plus élevées. Il se peut que cette glaciation soit responsable de la mise en place des tills, contenant des blocs ou cailloux erratiques d'origine continentale, qu'on retrouve dans les régions plus élevées du secteur ouest et du centre des îles Reine-Elisabeth (Prest, 1970). Si l'on se fie à la situation observée sur l'île Banks, il est également probable que les glaciers continentaux, qui auraient pu atteindre les îles Reine-Elisabeth, au cours des glaciations équivalentes aux glaciations de Thomsen et d'Amundsen, n'ont fait qu'empiéter sur les régions côtières de ces îles, et ce uniquement dans le secteur sud de l'archipel.

Troisièmement, le travail contribue à une meilleure compréhension du rôle joué par les glaciers continentaux dans la région insulaire arctique. Le mode de glaciation a été le même lors des glaciations de Banks et de Thomsen et lors des deux stades de la Glaciation d'Amundsen. Dans chaque cas, il semble que la glace émanait d'un centre de dispersion situé au nord-ouest de la baie d'Hudson. D'autre part, il est évident que l'ampleur des glaciations a été moindre d'un cycle glaciaire à un autre. Ces constatations fournissent des indications sur le comportement des glaciers continentaux dans le nord-ouest qui peut être comparé à celui d'autres régions. Des preuves ont également été avancées pour démontrer que la limite d'avancée glaciaire, considérée jusqu'à maintenant comme étant celle du Wisconsinien supérieur sur l'île, date en réalité du Wisconsinien inférieur, et que la limite de la dernière avancée wisconsinienne se trouve beaucoup plus à l'est que précédemment établi.

Finalement, la série stratigraphique terrestre enregistrée sur l'île Banks s'avère la plus longue étudiée jusqu'à maintenant dans l'Arctique canadien et une des plus longues, avec celles du sud de l'Alberta et du Yukon, décrite jusqu'à maintenant au Canada. La série pourrait donc devenir une des séries de référence pour les régions d'Amérique du Nord recouvertes par les glaces.

RÉFÉRENCES

Aartolahti, T.
1975: Two glacial mound fields in northern Savo Finland; Fennia, v. 139, 23 p.

Anderson, J.C. and Durrant, R.L.
1976: Hydrologic reconnaissance, Thomsen River basin, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada Paper 76-1A, p. 221-227.

Armstrong, A.
1857: A personal narrative of the discovery of the North-West Passage; Hurst and Blackett, London, 616 p.

Bayliss, P.
1971: Mineralogy of the Upper Devonian strata along northeastern Banks Island, N.W.T.; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, no. 4, p. 812-814.

Bernier, J.E.
1910: Report on the Dominion of Canada Government Expedition to the Arctic Islands and Hudson Strait on board the D.G.S. "Arctic"; Ottawa, 529 p.

Beskow, G.
1935: Praktiska och kvartärgeologiska resultat av grusinventeringen i Norrbottens län.; Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar, bd 57, h. 1, p. 120-123.

Blake, W., Jr.
1974: Studies of glacial history in Arctic Canada. II. Interglacial peat deposits on Bathurst Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, no. 8, p. 1025-1042.

1976a: Quaternary geochronology, Arctic Islands; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 259-264.

1976b: Sea and land relations during the last 15 000 years in the Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; dans Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 201-207.

Bloom, A.L.
1977: Atlas of sea level curves; International Geological Correlation Programme, Project 61, Sea Level Project, 121 p.

Bostock, H.S.
1970: Physiographic regions of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1254A.

Boulton, G.S.
1979: Processes of glacier erosion on different substrata; Journal of Glaciology, v. 23, no. 89, p. 15-38.

Boulton, G.S. and Jones, A.
1979: Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment; Journal of Glaciology, v. 24, no. 90, p. 29-42.

Brown, R.J.E.
1967: Permafrost in Canada; Geological Survey of Canada, Map 1246A.

Burns, B.M.
1973: The climate of the Mackenzie Valley-Beaufort Sea; Environment Canada, Climatological Studies, no. 24, v. 1, Toronto, 277 p.

Campbell, I.B. and Claridge, G.G.C.
1975: Occurrence of dirt cones in Antarctica; New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 18, no. 2, p. 349-355.

Carsola, A.J.
1954: Extent of glaciation on the continental shelf in the Beaufort Sea; American Journal of Science, v. 252, no. 6, p. 366-371.

Christiansen, E.A. and Whitaker, S.H.
1976: Glacial thrusting of drift and bedrock; dans Glacial Till, an Inter-Disciplinary Study, éd. R.F. Leggett; The Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 121-130.

Christie, R.L.
1964: Diabase-gabbro sills and related rocks of Banks and Victoria islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 105, 13 p.

Clark, J.A.
1976: Greenland's rapid postglacial emergence: a result of ice-water gravitational attraction; Geology, v. 4, no. 5, p. 310-312.

Craig, B.G. and Fyles, J.G.
1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 60-10, 21 p.

1965: Quaternary of Arctic Canada; dans Anthropegen period in Arctic and Subarctic; Trans. Scientific Research Institute of the Geology of the Arctic, State Geological Committee; U.S.S.R. Moscow, v. 143, p. 5-33 (en russe avec un résumé en anglais).

Day, T.J. and Anderson, J.C.
1976: Observations on river ice, Thomsen River, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 187-196.

Day, T.J. and Gale, R.J.
1976: Geomorphology of some Arctic gullies, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 173-185.

Day, T.J. and Lewis, C.P.
1977: Reconnaissance studies of Big River, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 75-86.

Doerenkamp, A., Jardine, S., and Moreau, P.
1976: Cretaceous and Tertiary palynomorph assemblages from Banks Island and adjacent areas, (N.W.T.); Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, no. 3, p. 372-417.

Douglas, R.J.W.
1969: Geological Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1250A.

Dreimanis, A.
1962: Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus; Journal of Sedimentary Petrology, v. 32, p. 520-529.

Dreimanis, A., Andrews, J.T., Cowan, W.R., Fenton, M.M., Fulton, R.J., Grant, D.R., and Rutter, N.W.
1981: Last Glaciation in Canada: Progress Report; dans Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, éd. V. Sibrava; IUGS-UNESCO International Geological Correlation Programme, Project 73/1/24, Report no. 6, p. 61-71.

Dunbar, M. and Greenaway, K.R.
1956: Arctic Canada from the air; Canada Defense Research Board, Queen's Printer, Ottawa, 541 p.

Dyck, W. and Fyles, J.G.
1962: Geological Survey of Canada radiocarbon dates I; Radiocarbon, v. 4, p. 13-26.

Dyck, W., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1965: Geological Survey of Canada radiocarbon dates IV; Radiocarbon, v. 7, p. 24-46.

Dyck, W., Lowdon, J.A., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1966: Geological Survey of Canada radiocarbon dates V; Radiocarbon, v. 8, p. 96-127.

Dyke, A.S.
1978: Glacial history of and marine limits on southern Somerset Island, District of Franklin; dans Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 218-223.

1979: Glacial and sea-level history of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 11, no. 2, p. 179-202.

Egginton, P.
1976: Thermokarst and related geomorphic processes Eastern Banks Island, N.W.T.; thèse de maîtrise non publiée, Université d'Ottawa, 115 p.

Embry, A.F. and Klovan, J.E.
1971: A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, no. 4, p. 730-781.

1976: The Middle-Upper Devonian clastic wedge of the Franklinian geosyncline; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, no. 4, p. 485-639.

Flint, R.F., et al.
1945: Glacial map of North America; Geological Society of America.

French, H.M.
1970: Soil temperatures in the active layer, Beaufort Plain, Arctic, v. 23, no. 4, p. 229-2[illegible].

1971a: Slope asymmetry of the Beaufort Plain, northwest Banks Island, N.W.T., Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, no. 7, p. 717-731.

1971b: Ice cored mounds and patterned ground, southern Banks Island, western Canadian Arctic; Geografiska Annaler, v. 53, no. 1, Series A, p. 32-38.

1972a: The proglacial drainage of northwest Banks Island; The Musk-Ox, Publication no. 10, p. 26-31.

French, H.M. (suite)
1972b: The role of wind in periglacial environments, with special reference to northwest Banks Island, western Canadian Arctic; dans International Geography 1972 (W.P. Adams and F.M. Helleiner, ed.), 22nd International Geological Congress, Canada, p. 82-84.

1973: Geomorphological processes and terrain sensitivity, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, p. 220-223.

1974a: Mass-wasting at Sachs Harbour, Banks Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 6, no. 1, p. 71-78.

1974b: Geomorphological processes and terrain sensitivity, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 263-266.

1974c: Active thermokarst processes, eastern Banks Island, western Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, no. 6, p. 785-794.

1975a: Pingo investigations and terrain disturbance studies, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 459-464.

1975b: Man-induced thermokarst, Sachs Harbour airstrip, Banks Island, Northwest Territories, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, no. 2, p. 132-144.

1976a: Geomorphological process and terrain disturbance studies, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 289-292.

1976b: Pingo investigations, Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 235-238.

1976c: The periglacial environment; Longman Group Limited, London et New York, 319 p.

1978: Terrain and environmental problems of Canadian Arctic oil and gas exploration; Musk-ox, Publication no. 21, p. 11-17.

1979: Permafrost and ground ice; dans Man and Environment Processes – a Physical Geography Perspective, ed. K.J. Gregory and D.E. Walling; Dawson Westview Press, p. 144-162.

French, H.M. and Dutkiewicz, L.
1976: Pingos and pingo-like forms, Banks Island, western Canadian Arctic; Biuletyn Peryglacjalny, no. 26, p. 211-222.

French, H.M. and Egginton, P.A.
1973: Thermokarst development, Banks Island, western Canadian Arctic; dans Permafrost: The North American Contribution to the Second International Conference; National Academy of Sciences, p. 203-212.

French, H.M. and Lewkowicz, A.G.
1981: Periglacial slopewash investigations, Banks Island, Western Arctic; Biuletyn Peryglacjalny, no. 28, p. 33-45.

Fulton, R.J. and Klassen, R.W.
1969: Quaternary geology, Northwest District of Mackenzie; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 69-1A, p. 193-194.

Fyles, J.G.
1962: Physiography; dans Banks, Victoria and Stefansson Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, p. 8-17.

1963: Surficial geology of Victoria and Stefansson Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 101, 38 p.

1967: Winter Harbour Moraine, Melville Island; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 67-1A, p. 8-9.

1969: Northwestern Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 69-1A, p. 194-195.

Fyles, J.G., Heginbottom, J.A., and Rampton, V.N.
1972: Quaternary geology and geomorphology, Mackenzie Delta to Hudson Bay; 24th International Geological Congress, Guide Book A-30, 23 p.

Gauthier, R.C.
1978: Programmes de forages dans les formations superficielles de l'Île de Banks, District de Franklin, T.N.-O.; Commission géologique du Canada, Dossier public nº 526, 62 p.

Hageman, B.P.
1972: Sedimentation in the lowest part of river systems in relation to postglacial sea level rise in the Netherlands; dans Quaternary Geology, ed., J.G. Fyles, A.M. Stalker, and W.O. Kupsch; 24th International Geological Congress, Section 12, Montréal, p. 37-47.

Harrington, J.W.
1971: Brachiopoda of the Melville Island Group (Upper Devonian), Banks Island, N.W.T.; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, no. 4, p. 782-798.

Hewitt, D.F. and Karrow, P.F.
1963: Sand and gravel in southern Ontario; Ontario Department of Mines, Industrial Mineral Report 11, 151 p.

Hills, L.V.
1969: Beaufort Formation, northwestern Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 69-1A, p. 204-207.

1971: Paleoclimatic interpretation of the Beaufort flora (Late Tertiary) Banks Island, Arctic Canada: American Journal of Botany, v. 58, no. 5, Part 2, p. 469-470.

1975: Late Tertiary floras Arctic Canada: an interpretation; dans Proceedings of the Circumpolar Conference on Northern Ecology Ottawa, Canada, p. I-63 – I-71.

Hills, L.V. and Fyles, J.G.
1973: The Beaufort Formation, Canadian Arctic Abstract, dans Programs and Abstracts Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, Canadian Society of Petroleum Geology Geological Association of Canada, Saskatoon mai 1973, p. 11.

Hills, L.V., Klovan, J.E., and Sweet, A.R.
1974: **Juglans eocinerea** n. sp., Beaufort Formation (Tertiary), southwestern Banks Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Botany, v. 52, no. 1 p. 65-90.

Hills, L.V. and Ogilvie, R.T.
1970: **Picea banksii** n. sp., Beaufort Formation (Tertiary) northwestern Banks Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Botany, v. 48, no. 3, p. 457-464.

Hills, L.V. and Sweet, A.R.
1971: **Juglans** cf **J. cinerea** from the Beaufort Formation (Tertiary) southwestern Banks Island, Arctic Canada; American Journal of Botany, v. 58, no. 5, Part 2, p. 470.

Hills, L.V., Smith, R.E., and Sweet, A.R.
1971: Upper Devonian magaspores, northeastern Banks Island, N.W.T.; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, no. 4, p. 799-811.

Hobbs, W.H.
1945: The boundary of the latest glaciation in Arctic Canada; Science, v. 101, no. 2631, p. 549-551.

Hodgson, D.A.
1975: Legend to accompany biophysical regions maps 49C (Baumann Fiord) and 59D (Graham Island); Geological Survey of Canada, Open File 265.

Hopkins, D.M.
1967: Quaternary marine transgressions in Alaska; dans the Bering Land Bridge, ed. D.M. Hopkins; Stanford University Press, Stanford, p. 47-90.

Hoppe, G.
1959: Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden; Geografiska Annaler, v. XLI, no. 4, p. 193-212.

Hughes, T., Denton, G.H., and Grosswald, M.G.
1977: Was there a Late-Wurm Arctic ice sheet?; Nature, v. 266, p. 596-602.

Innis, J.
1977: Sedimentological study of cores from Amundsen Gulf, Beaufort Sea;. B.Sc. thesis, Queen's University, 25 p.

Ives, J.D.
1978: The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation; Arctic, v. 31, no. 1, p. 24-53.

Jenness, J.L.
1952: Problem of glaciation in the western islands of Arctic Canada; Bulletin of the Geological Society of America, v. 63, no. 9, p. 939-952.

Jutard, G. and Plauchut, B.P.
1973: Cretaceous and Tertiary stratigraphy, northern Banks Island; dans Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, ed. J.D. Aitken and D.J. Glass, Canadian Society of Petroleum Geology, Geological Association of Canada, p. 203-219.

Kerfoot, D.E.
1972: Tundra disturbance studies in the western Canadian Arctic; Arctic Land Use Research Report, ALUR 71-72-11; Department of Indian and Northern Affairs, Ottawa, 115 p.

Klovan, J.E. and Embry, A.F.
1971: Upper Devonian stratigraphy, northeastern Banks Island, N.W.T.; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, no. 4, p. 705-729.

Kuc, M.
1970a: Peat Deposits and fossil mosses in the Arctic; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 70-A, p. 161-162.

Kuc, M. (suite)
1970b: Vascular plants from some localities in the western and northern parts of the Canadian Arctic Archipelago; Canadian Journal of Botany, v. 48, no. 11, p. 1931-1938.

1973a: Fossil stratoblasts of **Cristatella Mucedo** Cuvier in the Beaufort Formation and in interglacial and postglacial deposits of the Canadian Arctic; Geological Survey of Canada, Paper 72-28, 12 p.

1973b: Addition to the Arctic moss flora. VI – moss flora of Masik River valley, Banks Island and its relationship with plant formations and the Postglacial history 4; Revue de Bryologie et de Lichénologie, T. XXXIX, Fasc. 2, p. 253-264.

1974a: **Calliergon aftonianum** Steere in Late Tertiary and Pleistocene deposits in Canada; Geological Survey of Canada, Paper 74-24, 8 p.

1974b: The interglacial flora of Worth Point, western Banks Island; dans Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 227-231.

1974c: Noteworthy vascular plants collected in southwestern Banks Island, N.W.T.; Arctic, v. 27, no. 2, p. 146-150.

Kuc, M. and Hills, L.V.
1971: Fossil mosses, Beaufort Formation (Tertiary), northwestern Banks Island, Western Canada Arctic; Canadian Journal of Botany, v. 49, no. 7, p. 1089-1094.

Kuenen, P.
1951: Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents; Geologiska Foreningens Forhandlingar, v. 73, no. 1, p. 69-84.

Kupsch, W.O.
1962: Ice-thrust ridges in Western Canada; Journal of Geology, v. 70, no. 5, p. 582-594.

Lambe, T.W.
1951: Soil testing for engineers; John Wiley and Sons Inc., New York, 165 p.

Lee, C., Bada, J.L., and Peterson, E.
1976: Amino acids in modern and fossil woods; Nature, v. 259, no. 5540, p. 183-186.

Lewkowicz, A.G.
1977: Slopewash processes in an Arctic tundra environment, Banks Island, N.W.T.; thèse de maîtrise non publiée, Université d'Ottawa, 133 p.

Lewkowicz, A.G., Day, T.J., and French, H.M.
1978: Observations of slopewash processes in an Arctic tundra environment, Banks Island, District of Franklin; dans Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 516-520.

Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.

1976: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVI; Geological Survey of Canada, Paper 76-7, 21 p.

1980: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XX; Geological Survey of Canada, Paper 80-7, 28 p.

Lowdon, J.A., Roberston, I.M., and Blake, W., Jr.
1977: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVII; Geological Survey of Canada, Paper 77-7, 25 p.

Lowdon, J.A., Wilmeth, R., and Blake, W., Jr.
1969: Geological Survey of Canada radiocarbon dates VIII; Radiocarbon, v. 11, p. 22-42.

Maher, W.J.
1968: Musk-ox bone of possible Wisconsin age from Banks Island, Northwest Territories; Arctic, v. 21, no. 4, p. 260-266.

Manning, T.H.
1953: Narrative of an unsuccessful attempt to circumnavigate Banks Island by canoe in 1952; Arctic, v. 6, no. 1, p. 170-197.

1956: Narrative of a second Defence Research Board expedition to Banks Island, with notes on the country and its history; Arctic, v. 9, nos. 1 and 2, p. 2-77.

Mason, W.R.M., Shewell, G.E., and Cody, W.J.
1972: A plant collection from the southern interior of Banks Island, N.W.T.; Canadian Field Naturalist, v. 86, no. 4, p. 363-367.

Matthews, J.V., Jr.
1974: A preliminary list of insect fossils from the Beaufort Formation, Meighen Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 203-206.

1976: Insect fossils from the Beaufort Formation: geological and biological significance; dans Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 217-227.

1977: Tertiary coleoptera fossils from the North American Arctic; The Coleopterists Bulletin, v. 31, no. 4, p. 297-308.

McCallum, K.J. and Wittenberg, J.
1968: University of Saskatchewan radiocarbon dates V; Radiocarbon, v. 10, p. 365-378.

McLaren, P. and Barnett, D.M.
1978: Holocene emergence of the south and east coasts of Melville Island, Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada; Arctic, v. 31, no. 4, p. 415-427.

M'Clure, R.J., Le M.
1854: Proceedings of Captain M'Clure, of Her Majesty's Discovery Ship, "Investigator", in search of the expedition under Sir John Franklin, from August 1850 to April 1853, and reporting the discovery of the North-West Passage; dans Papers Relative to the Recent Arctic Expeditions in Search of Sir John Franklin and the Crews of H.M.S. "Erebus" and "Terror", London, p. 23-61.

Miall, A.D.
1974a: Stratigraphy of the Elf et al., Storkerson Bay A-15 well; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 335-336.

1974b: Bedrock geology of Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 336-342.

1974c: Subsurface geology of western Banks Island; dans Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 278-281.

Miall, A.D. (suite)
1974d: Manganese spherulites at an intra-Cretaceous disconformity, Banks Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, no. 12, p. 1704-1716.

1974e: Paleocurrent analysis of alluvial sediments: A discussion of directional variance and vector magnitude; Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, no. 4, p. 1174-1185.

1975a: Geology of Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 559-563.

1975b: Post-Paleozoic geology of Banks, Prince Patrick and Eglinton islands, Arctic Canada; dans Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 4, p. 557-588.

1975c: Stratigraphy of the Deminex CGDC FOC Amoco Orksut I-44 well; dans Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 257-259.

1976a: Sedimentary structures and paleocurrents in a Tertiary deltaic succession, northern Banks Basin, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, no. 10, p. 1422-1432.

1976b: Palaeocurrent and palaeohydrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposit, Banks Island, Arctic Canada; Sedimentology, v. 23, p. 459-483.

1976c: Devonian geology of Banks Island, Arctic Canada, and its bearing on the tectonic development of the circum-Arctic region; Bulletin of the Geological Society of America, v. 87, no. 11, p. 1599-1608.

1976d: Proterozoic and Paleozoic geology of Banks Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 258, 77 p.

1979: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: the history of an unstable craton margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.

Miles, M.J.
1976: An investigation of riverbank and coastal erosion; dans Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 195-200.

1980: Bank and slope morphology as an indicator of Arctic terrain stability (Field studies along the rivers and coasts of Banks Island, N.W.T.); unpublished M.A. thesis; University of British Columbia, 176 p.

Miller, G.H., Andrews, J.T., and Short, S.K.
1977: The last interglacial-glacial cycle, Clyde foreland, Baffin Island, N.W.T.: stratigraphy, biostratigraphy, and chronology; Canadian Journal of Earth Sciences; v. 14, no. 12, p. 2824-2857.

Miller, G.H. and Dyke, A.S.
1974: Proposed extent of Late Wisconsin Laurentide ice on Eastern Baffin Island; Geology, v. 2, no. 3, p. 125-130.

Miller, G.H.and Hare, P.E.
1975: Use of amino acid reactions in some arctic marine fossils as stratigraphic and geochronologic indicators; Carnegie Institution of Washington Year Book, v. 74, p. 612-617.

Moran, S.R.
1971: Glaciotectonic structures in drift; dans Till, A Symposium, ed. R.P. Goldthwait; Ohio State University Press, p. 127-148.

Morris, W.A. and Vincent, J.-S.
1979: Magnetostratigraphy of Pleistocene sediments of Banks Island, Northwest Territories: a feasibility study; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 301-306.

Murray, J.W.
1973: Distribution and ecology of living benthic foraminiferids; Heinamann Educational Books, London, 274 p.

Nichols, H.
1972: Summary of the palynological evidence for Late-Quaternary vegetational and climatic change in the central and eastern canadian arctic; dans Climatic Changes in Arctic Areas During the Last Ten-Thousand Years, ed. Y. Vasari, H. Hyvarinen and S. Hicks; Proceedings of a Symposium held at Oulanka and Kevo, Finland, October 1971, Acta Universitatis Ouluensis, Series A, Scientiae Rerum Naturalium, no. 3, Geologica no. 1, p. 309-339.

Occhietti, S.
1973: Les structures et déformations engendrées par les glaciers – essai de mise au point 1. Déformations et structures glaciotectoniques; Revue de géographie de Montréal, vol. XXVII, nº 4, p. 365-380.

Osborn, S.
1856: The discovery of the North-West Passage by H.M.S. "Investigator", Capt. R. M'Clure, 1850, 1851, 1852, 1853, 1854; London, 405 p.

Parry, W.E.
1821: Journal of a voyage for the discovery of a North-West Passage from the Atlantic to the Pacific; London, 310 p.

Pissart, A.
1975a: Banks Island, N.W.T.: pingos, wind action, periglacial structures; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 479-481.

1975b: Glace de ségrégation, soulèvement du sol et phénomènes thermokarstiques dans les régions à pergélisol; Bulletin de la Société Géographique de Liège, vol. 11, nº 11, p. 89-96.

1976: Sols à buttes non triés et sols striés non triés de l'Île de Banks (Canada, N.W.T.); Biuletyn Peryglacjalny, nº 26, p. 275-285.

Pissart, A. and French, H.M.
1976: Pingo investigations, north central Banks Island, Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, no. 7, p. 937-946.

1977: The origin of pingos in regions of thick permafrost, western Canadian Arctic; Quaestiones Geographicae, v. 4, p. 149-160.

Pissart, A., Vincent, J.-S., et Edlund, S.A.
1977: Dépôts et phénomènes éoliens sur l'Île Banks, Territoires du Nord-Ouest, Canada; Journal canadien des sciences de la Terre, vol. 14, nº 11, p. 2462-2480.

Plauchut, B.P. and Jutard, G.G.
1976: Cretaceous and Tertiary stratigraphy, Banks and Eglinton islands and Anderson Plain (N.W.T.); Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, no. 3, p. 321-371.

Porsild, A.E.
1950: A biological exploration of Banks and Victoria islands; Arctic, v. 3, no. 1, p. 45-54.

1955: The vascular plants of the western Canadian Arctic Archipelago; National Museum of Canada, Bulletin 135, 226 p.

1957: Illustrated flora of the Canadian Arctic Archipelago; National Museum of Canada, Bulletin 146, 209 p.

Prest, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and Recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map. 1257A.

1970: Quaternary geology of Canada; dans Geology and Economic Minerals of Canada, ed. R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th ed., p. 676-764.

Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A.

Richardson, C.
1955: Some notes on a trip to Banks Island; Arctic, v. 8, no. 3, p. 197-198.

Ritchie, J.C. and Hare, F.K.
1971: Late-Quaternary vegetation and climate near the Arctic treeline of northwestern North America; Quaternary Research, v. 1, p. 331-342.

Roy, S.K. and Hills, L.V.
1972: Fossil woods from the Beaufort Formation (Tertiary), northwestern Banks Island, Canada; Canadian Journal of Botany, v. 50, no. 12, p. 2637-2648.

Ruddiman, W.F. and McIntyre, A.
1976: Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years; dans Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, ed. R.M. Cline and J.D. Hays; Geological Society of America, Memoir 145, p. 111-146.

Rutter, N.W., Crawford, R.J., and Hamilton, R.D.
1979: Dating methods of Pleistocene deposits and their problems: IV amino acid racemization dating; Geoscience Canada, v. 6, no. 3, p. 122-128.

Correlation and relative age dating of Quaternary strata in the continuous permafrost zone of northern Yukon with D/L ratios of wood, freshwater molluscs and bone; Proceedings Volume, 1st International Conference in the Biogeochemistry of Amino Acids. (sous presse)

Shackleton, N.J.
1969: The last interglacial in the marine and terrestrial records; Proceedings of the Royal Society of London, Series B, v. 174, p. 135-154.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D.
1973: Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale; Quaternary Research, v. 3, no. 1, p. 39-55.

Stefansson, V.
1921: The Friendly Arctic, the story of 5 years in polar regions; Macmillan Co., New York, 784 p.

Stephen, W.J.
1976: A reconnaissance study of the coastal processes on Banks Island, District of Franklin; dans Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 271-272.

Swithinbank, C.
1950: The origin of dirt cones on glaciers; Journal of Glaciology, v. 1, no. 8, p. 461-465.

Taylor, A.E. and Judge, A.S.
1974: Canadian geothermal data collection – Northern wells, 1955 to February 1974; Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Geothermal Series no. 1, 171 p.

Tedrow, J.C.F. and Douglas, L.A.
1964: Soil investigations on Banks Island; Soil Science, v. 98, p. 53-65.

Terasmae, J.
1956: Palynological study of Pleistocene deposits on Banks Island, Northwest Territories, Canada; Science, v. 123, p. 801-802.

Thannheiser, D.
1976: Ufer-und-Sumpfvegetation auf dem westlichen kanadischen Arktis-Archipel und Spitzbergen; Polarforschung, Bd. 46, Nr. 2, S. 71-82.

Thannheiser, D. und Schweingruber, F.
1974: Floristische Studien auf Banks Island, N.W.T.; Polarforschung, Bd. 44, Nr. 1, S. 27-34.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1962: Banks, Victoria and Steffanson islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, 85 p.

Trautman, M.A. and Walton, A.
1962: Isotopes, Inc. radiocarbon measurements II; Radiocarbon, v. 4, p. 35-42.

Vincent, J.-S.
1978a: Lithostratigraphy of the Quaternary sediments east of Jesse Bay, Banks Island, District of Franklin; dans Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 189-193.

1978b: Surficial geology of Banks Island, District of Franklin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 577 (NTS map areas 97G, H, 98A-F, parts of 88B-D).

Vincent, J.-S. (suite)
1978c: Limits of ice advance, glacial lakes, and marine transgressions on Banks Island, District of Franklin: a preliminary interpretation; dans Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 78-1C, p. 53-62.

1978d: Glacial limits on Banks Island with special emphasis on the Wisconsinan limit and events; Abstracts with program, v. 10, no. 7; Geological Society of America, 1978 Joint Annual Meeting, Toronto 1978, p. 509-510.

1980a: Les glaciations quaternaires de l'île Banks, Arctique canadien; Thèse de D.Sc non publiée, Université de Bruxelles, 248 p.

1980b: Surficial geology – Banks Island, Northwest Territories; Geological Survey of Canada Maps 16-1979 (North half) and 17-1979 (South half).

1981: L'île Banks: un paradis pour l'étude des glaciations quaternaires; Geos, vol. 10, n° 1, p. 18-21.

1982: The Quaternary history of Banks Island, N.W.T., Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, no. 1-2, p. 209-232.

Vincent, J.-S. and Edlund, S.A.
1978: Extended legend to accompany preliminary surficial geology maps of Banks Island; Geological Survey of Canada, Open File 577.

Walton, A., Trautman, M.A., and Friend, J.P.
1961: Isotopes, Inc. radiocarbon measurements I; Radiocarbon, v. 3, p. 47-59.

Washburn, A.L.
1942: Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and immediately adjacent regions, Arctic Canada; Ph.D. thesis, Yale University, 352 p.

1947: Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions Arctic Canada; Geological Society of America, Memoir 22, 142 p.

Weidick, A.
1975: A review of Quaternary investigations in Greenland; Institute of Polar Studies, Report no. 55, 161 p.

Wilson, J.T., et al.
1958: Glacial map of Canada; Geological Association of Canada.

Wilson, M.V.H.
1978: Upper Cretaceous marine Teleostei from the basal Kanguk Formation, Banks Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, no. 11, p. 1799-1807.

Young, G.M. and Jefferson, C.W.
1975: Late Precambrian shallow water deposits, Banks and Victoria islands, Arctic Archipelago Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, no. 10 p. 1734-1748.

APPENDICE A

ANALYSES EN LABORATOIRE SUR DES ÉCHANTILLONS DE ROCHE EN PLACE NON LITHIFIÉE

N° de l'échantillon	N° du site	Granulométrie[1]				Carbonates[2]			Limites d'Atterberg[1]			pH
		>2 mm	Sable (2-0,063)	Silt (0,063-0,0039)	Argile (<0,0039)	Calcite	Dolomie	Total	w_L	w_p	I_p	
BEAUFORT												
VH-75-080	VH-75-149	20,7	86,0	9,4	4,6							
VH-75-136	VH-75-230	31,3	96,1	1,5	2,4							
VH-75-148	VH-75-262	38,4	97,8	0,8	1,4							
VH-75-157	VH-75-278	6,9	89,0	10,5	5,5							
VHG-75-048-01	VHG-75-048	0,0	78,2	18,0	3,8							
EUREKA SOUND (niveau "cyclique")												
VH-76-013a	VH-76-014	1,3	20,7	51,2	28,1	0,5	0,7	1,2	82,5	39,4	23,1	3,1
VH-75-083	VH-75-133	0,0	89,0	4,8	6,2	0,0	0,0	0,0				3,2
VH-75-084	VH-75-135	0,0	7,6	64,9	27,5	0,4	0,4	1,0	61,2	47,9	13,3	3,1
VHG-75-H011-02	VHG-75-H011	0,0	3,2	38,2	58,6				45,8	28,1	17,7	
VHG-75-H012-02	VHG-75-H012	0,0	3,6	79,3	12,3				38,4	28,4	10,0	
KANGUK												
VH-76-010a	VH-76-013	0,0	32,7	44,0	23,3	0,0	0,0	0,0	35,1	27,2	7,9	
VH-76-010b	VH-76-013	0,0	55,6	28,8	15,8	0,0	0,0	0,0				
VH-76-024a	VH-76-026	0,0	16,2	50,2	33,6	0,8	0,8	1,6	71,6	50,2	21,4	3,1
VH-75-073	VH-75-143	0,0	11,6	40,3	48,1	0,5	0,5	1,0	60,0	30,0	30,0	3,5
VH-75-081	VH-75-130	0,0	6,2	62,8	31,0	0,0	1,2	1,2	45,6	29,3	16,3	3,5
VHG-75-036-01	VHG-75-036	0,2	36,4	22,1	41,5				49,7	34,0	15,0	
VHG-75-035-01	VHG-75-035	0,0	0,8	44,5	54,7				72,2	45,4	26,8	
VHG-75-084-01	VHG-75-084	0,0	27,7	64,4	12,9	0,0	0,0	0,0	40,1	32,1	8,0	
HASSEL												
VH-76-049	VH-76-047	3,7	88,4	4,5	7,1	0,2	0,4	0,6				7,3
CHRISTOPHER												
VH-76-007a	VH-76-011	0,0	7,3	23,9	68,8				60,5	38,8	21,7	3,1
VH-76-007b	VH-76-011	0,0	13,5	60,9	25,6	0,0	0,0	0,0				3,4
VH-76-048	VH-76-049	0,0	9,2	37,2	53,6	1,0	0,3	1,3	70,4	36,2	34,2	3,4
VHG-75-032-02	VHG-75-032	11,0	29,3	40,8	29,9							
VHG-75-046-01	VHG-75-046	0,0	12,3	60,9	26,8				32,6	21,2	11,4	
VHG-75-072-01	VHG-75-072	16,6	28,2	40,9	30,9				40,8	21,2	20,6	
ISACHSEN												
VH-76-041	VH-76-041	0,0	89,2	9,8	1,0	0,3	0,0	0,3				3,3
VH-75-048	VH-75-113	0,7	86,2	3,8	10,0	0,3	0,5	0,8				8,0
VH-75-052	VH-75-117	0,2	60,9	24,3	10,8	0,3	0,5	0,8				6,3
VHG-75-051-03	VHG-75-051	0,1	84,9	10,1	5,0							
VHG-75-044-01	VHG-75-044	0,0	59,0	33,0	8,0							

1. Voir appendice B pour la méthode d'analyse.

2. Le pourcentage de calcite et de dolomie a été déterminé à l'aide d'un appareillage Chittick en utilisant la méthode décrite par Dreimanis (1962).

APPENDICE B

ANALYSES EN LABORATOIRE SUR DES ÉCHANTILLONS DE SÉDIMENTS QUATERNAIRES

N° de l'échantillon	N° du site	Granulométrie[1] >2 mm	sable (2-0,063)	silt (0,063-0,0039)	argile (<0,0039)	Carb.[2]	Limites d'Atterberg[3] W_L	W_p	I_p	pH	Argiles[4] Ill.	Chlor.	Kaol.	Mont.	Minéraux denses[5] magnétite	total
ÉOLIEN																
VH-79-036	VH-79-038	0,0	88,3	7,9	3,8											7,97
• VH-73-034	VH-73-068	22,6	17,3	61,0	21,7		28,0	16,6	11,4							
• VH-73-040	VH-73-095	0,0	80,0	14,7	5,3											
MARIN																
Mer Big																
VH-79-030	VH-79-031b	0,0	42,0	44,9	13,1	41,8										
• VH-79-018	VH-79-023	0,0	0,2	72,6	27,2											
• VH-79-021	VH-79-024b	0,0	2,2	78,5	19,3	55,1										
• VH-79-051	VH-79-048	0,0	35,3	59,3	5,4	9,8										
VH-79-062	VH-79-064	2,2	18,5	70,9	10,6	33,8										
VH-73-069	VH-73-133	0,0	12,0	67,6	20,4											
VH-73-066	VH-73-139	1,1	58,6	30,3	11,3											
VH-73-071	VH-73-139	0,2	12,6	40,7	46,7	26,6	38,8	19,4	19,4	8,0						
Δ VH-73-127	VH-73-211	15,8	48,2	34,8	17,0											
• VH-73-133	VH-73-228	0,0	29,4	57,1	13,5											
VH-73-139	VH-73-287	0,0	30,9	42,0	27,1											
Δ VH-77-011	VH-77-001(A)	48,8	46,5	20,2	13,3											
VH-77-100	VH-77-027c	0,0	2,3	48,7	49,0	35,2										
VH-77-131	VH-77-028(D)	0,0	37,9	55,9	6,2	35,9										
Mer de Meek Point																
• VH-73-033	VH-73-038	0,2	23,5	43,0	33,3											
• VH-73-151	VH-73-263	3,7	43,3	36,6	20,1											
GLACIO-LACUSTRE																
Lac Parker																
VH-73-046	VH-73-112	0,0	2,9	85,5	11,6											
VH-73-051	VH-73-114	0,0	59,6	34,3	6,3											
VH-73-056	VH-73-117	0,0	5,3	82,8	11,9											
VH-73-055	VH-73-118	0,0	1,6	89,3	9,3											
FLUVIO-GLACIAIRE																
• VH-73-078	VH-73-147	0,0	89,7	7,4	7,9											
• VH-73-096	VH-73-163	78,5	74,0	20,1	5,9											
• VH-73-098	VH-73-168	41,6	39,8	41,6	18,6											
• VH-73-111	VH-73-193(b)	34,4	41,7	40,6	17,7											
• VH-73-140	VH-73-240	33,7	41,5	47,2	11,3											
• VH-73-141	VH-73-241	3,3	39,9	31,3	8,8											
VH-G-73-002	VH-G-73-002-03	28,5	31,7	31,4	16,9											
VH-G-73-003	VH-G-73-003-01	6,2	69,1	22,6	8,3											
VH-G-73-027	VH-G-73-027-03	0,2	73,5	20,3	6,2											
VH-G-73-028	VH-G-73-028-03	8,0	79,6	14,5	5,9											
VH-G-73-029	VH-G-73-029-03	0,6	86,4	9,8	3,8											
CONTACT GLACIAIRE																
• VH-79-017a	VH-79-022	2,2	46,8	32,2	21,0											
• VH-79-030	VH-79-048	54,3	86,7	10,9	2,4											
• VH-79-033	VH-79-050	69,5	85,4	8,7	5,9											
• VH-73-061	VH-73-124	47,5	72,3	18,1	9,6	24,5										
• VH-73-090	VH-73-161	0,0	97,0	1,5	1,5											
TILLS																
Till de Carpenter																
• VH-73-075	VH-73-145	38,6	46,5	32,2	21,3	22,3	19,1	12,4	6,7	9,0	63	33	4	-	29,64	2,07
Till de Sachs																
• VH-73-076	VH-73-144	61,1	39,2	27,3	13,5	38,1	19,9	14,3	5,6	8,7	30	22	26	22	29,89	1,03
• VH-73-107	VH-73-186	86,3	66,7	14,3	19,0	13,8	35,5	19,8	15,7	8,8	40	31	29	-	37,38	0,89
• VH-73-114	VH-73-195	41,4	58,3	23,8	17,9	12,7										
$\bar{X}$		50,7	61,6	21,8	16,8	22,2										
s		42,0	4,6	6,7	2,9	13,9										

[1] Les fractions sable-silt-argile ont été séparées de la façon suivante: par tamisage à sec pour séparer la fraction de >2 mm des fractions plus fines et par des prélèvements à 63 μ et 3,9 μ, à l'aide d'une pipette dans un vase de sédimentation, pour séparer le sable (2 mm - 63 μ) du silt (63 μ - 3,9 μ) et le silt de l'argile (<3,9 μ). Les valeurs sont exprimées en pourcentage, soit du poids total de l'échantillon pour la fraction de >2 mm, soit du poids total de l'échantillon représentatif pour la fraction <2 mm.

[2] La calcimétrie a été réalisée par décarbonation totale, de 1 - 1,5 g de sédiments de <2 mm, par attaque à l'acide chlorhydrique.

[3] La procédure utilisée pour déterminer les limites d'Atterberg est celle décrite par Lambe (1951, p. 22-28).

[4] L'analyse des argiles a été effectuée par diffractométrie des rayons X.

[5] Les minéraux denses, de la fraction 250 μ - 125 μ, ont été séparés des minéraux légers par immersion dans du bromoforme (densité de 2,85 - 2,89). La magnétite a été séparée des autres minéraux denses à l'aide d'un aimant. La colonne de droite donne le pourcentage de minéraux denses dans l'ensemble de l'échantillon. La colonne de gauche donne le pourcentage de magnétite contenue dans les minéraux denses.

• Échantillons prélevés en surface dans la partie intérieure du mollisol.

Δ Faciès deltaïque

$\bar{X}$ Moyenne arithmétique ($\bar{X} = \frac{\Sigma X}{n}$)

s Écart-type $\left(s = \sqrt{\frac{\Sigma x^2 - \frac{(\Sigma x)^2}{n}}{n-1}}\right)$

N° de l'échantillon	N° du site	Granulométrie[1] >2 mm	sable (2-0,063)	silt (0,063-0,0039)	argile (<0,0039)	Carb.[2]	Limites d'Atterberg[3] W_L	W_p	I_p	pH	Argiles[4] Ill.	Chlor.	Kaol.	Mont.	Minéraux denses[5] magnétite	total
Till de Jeppe																
* VH-76-052	VH-76-049	17,6	32,3	43,9	23,8	43,4										
* VH-75-060	VH-75-123	20,9	25,2	45,5	29,3	30,8	25,0	13,2	11,8	8,6	36	41	5	-	29,0	1,31
* VH-75-065	VH-75-133	37,1	42,9	37,6	19,5	27,2	16,2	12,2	6,0	9,0	36	38	8	-	35,6	0,63
* VH-75-091	VH-75-163	65,4	39,2	25,8	15,0	33,8	18,9	12,8	6,1	9,0	55	43	2	-	21,4	0,94
* VH-75-102	VH-75-177	26,6	50,9	44,5	4,6	43,1										
VH-75-110	VH-75-191	9,0	39,2	35,9	24,9	39,9										
* VH-75-116	VH-75-198	40,6	86,5	10,2	3,3	40,0										
* VH-75-117	VH-75-199	7,1	32,5	40,0	27,5	23,6	19,0	11,7	7,3	9,0	49	26	25	-	31,8	0,36
* VH-75-123	VH-75-206	29,3	46,4	33,4	18,2	28,0	26,9	18,3	8,6	8,8	32	40	8	-	32,1	0,61
* VH-75-128	VH-75-220	4,4	20,9	49,9	29,2	39,7										
* VH-75-129	VH-75-222	19,5	36,0	40,4	23,6	37,4										
VH-75-130	VH-75-223	8,9	34,7	40,7	24,6	41,5										
* VH-75-132	VH-75-228	4,7	25,9	38,4	23,7	38,9										
VH-75-177	VH-75-309	23,1	26,3	41,1	32,6	50,0										
VH-75-182	VH-75-310	10,9	28,3	41,8	29,9	47,9	18,2	10,3	7,9	9,0	47	47	6	-	37,8	0,26
VH-75-183	VH-75-310	46,5	33,1	28,1	18,8	43,9	21,1	11,8	9,3	9,0	35	13	13	39	33,8	0,24
VH-G-75-097	VH-G-75-097-02	18,0	49,2	31,3	19,5	32,2										
VH-G-75-101	VH-G-75-101-01	20,0	44,3	36,6	19,1	39,7										
VH-G-75-113	VH-G-75-113-01	17,4	38,8	37,6	23,6	41,3										
VH-77-006	VH-77-001(A)	10,8	27,1	43,0	29,9	50,0	18,3	11,4	6,9	9,0						9,4
VH-77-008	VH-77-001(A)	30,5	37,9	23,4	14,7	47,0										
* VH-77-091	VH-77-021	30,2	34,7	38,1	27,2	39,7										
VH-77-170	VH-77-028F	10,3	46,4	37,8	15,8	43,9										
	$\bar{x}$	24,7	40,7	37,4	21,8	39,2				8,9	39,4	36,1	9,6		30,9	1,7
	s	18,6	14,8	8,8	7,5	8,9				0,2	7,0	10,3	7,6		6,0	3,1
Till de Kange																
* VH-G-75-063	VH-G-75-063	9,8	48,2	37,1	14,7	40,4										
Till de Baker																
* VH-75-037	VH-75-122	25,3	35,7	38,7	25,6	23,7										
* VH-75-136	VH-75-229	7,9	30,6	39,1	30,5	27,3										
* VH-75-138	VH-75-286	67,4	57,2	35,8	7,0	30,1				9,0	41	57	2	-	23,9	0,79
* VH-77-081	VH-77-013	22,7	26,5	44,5	29,0	15,2										
* VH-77-082	VH-77-014	15,6	29,4	41,3	29,3	3,9										
* VH-77-090	VH-77-020	29,2	41,0	37,8	21,2	32,1										
	$\bar{x}$	27,2	36,7	39,3	23,8	22,4										
	s	20,8	11,3	3,0	8,9	10,0										
Till de Kellett																
* VH-75-085	VH-75-156	75,8	70,4	24,6	5,0	31,9					45	45	8	-	36,9	1,13
* VH-75-086	VH-75-157	36,0	47,7	36,8	15,5	33,6										
* VH-75-087	VH-75-157	48,2	94,1	3,7	2,2	33,1										
* VH-75-088	VH-75-159	47,2	70,6	21,7	7,7	37,4										
* VH-75-089	VH-75-160	22,6	32,0	45,0	23,0	40,1										
* VH-75-099	VH-75-171	11,1	69,5	25,1	10,4											
* VH-75-100	VH-75-175	29,1	46,0	35,4	18,6	34,9										
* VH-75-108	VH-75-189	68,8	53,2	23,9	22,9	20,8	29,9	15,3	14,6	9,0	31	20	37	12	28,3	0,21
* VH-75-109	VH-75-190	26,8	30,5	31,2	18,3	36,7										
* VH-75-115	VH-75-197	44,3	66,8	23,3	9,9	41,6										
* VH-75-118	VH-75-201	11,5	28,1	39,4	32,5	29,0	26,4	13,5	12,9	8,7	52	41	7	-	30,0	0,18
* VH-75-138	VH-75-237	51,8	73,7	20,8	5,5	42,5										
* VH-75-139	VH-75-238	21,3	37,5	41,1	21,4	35,0										
* VH-75-143	VH-75-248	34,8	75,8	16,8	7,4	32,1										
* VH-75-168	VH-75-299	53,1	71,9	23,7	4,4	45,3										
* VH-75-176	VH-75-306	47,7	36,6	31,7	11,7	26,8										
	$\bar{x}$	40,6	58,7	27,8	13,5	32,7					42,7	35,3	17,3		33,1	0,5
	s	19,1	17,9	10,6	8,6	10,3					10,7	13,4	17,0		14,8	0,5
Till de Plateau																
* VH-75-062	VH-75-099	20,0	94,8	3,5	1,7	1,8										
* VH-75-063	VH-75-100	35,0	62,7	26,0	11,3	16,1	22,2	18,0	4,2	8,6	37	47	16	-	11,16	0,92
* VH-75-065	VH-75-111	44,0	74,9	16,0	9,1	23,6										
VH-75-049	VH-75-113	39,7	56,3	26,0	17,7	17,0										
VH-75-053	VH-75-116	55,3	79,6	13,3	5,1	18,0				8,7	34	12	54	-	37,4	1,43
VH-75-059	VH-75-122	66,9	59,0	25,6	15,4	15,7	26,4	17,5	8,9	8,7	42	34	24	-	29,7	0,47
* VH-77-084	VH-77-017	42,5	46,9	34,7	18,4	20,5										
	$\bar{x}$	43,3	67,7	21,0	11,2	16,6				8,7	37,7	31,0	31,3		13,2	0,5
	s	14,9	16,3	10,2	6,8	7,3				0,1	4,0	17,7	20,0		10,6	0,5
Till de Bernard																
VH-75-005	VH-75-004	30,1	72,9	17,9	9,2	13,8										
* VH-75-010	VH-75-021	19,2	33,2	31,1	35,7	8,6										
* VH-75-011	VH-75-022	8,6	39,6	43,7	16,7	15,5										
VH-75-012	VH-75-026	13,5	35,3	34,3	30,4	10,3										
* VH-75-013	VH-75-026	29,2	35,7	30,0	14,3	14,6										
VH-75-015	VH-75-030	9,8	35,9	35,0	29,1	9,2	34,4	19,3	15,1	7,7	20	23	6	33	9,63	0,23
VH-75-016	VH-75-034	10,0	27,8	38,4	33,8	14,5	39,2	21,6	17,6	7,8	18	24	7	51	8,33	0,32
* VH-75-019	VH-75-042	26,2	30,1	39,8	30,1	12,9										
VH-75-027	VH-75-047	7,1	41,4	30,3	28,3	9,8	30,3	17,7	12,5	7,6	21	19	9	51	8,90	0,66
* VH-75-072	VH-75-143	76,7	60,2	25,7	14,1	14,2	23,4	18,6	6,8	8,7	25	22	18	35	29,63	0,35
VH-75-077	VH-75-147	6,8	22,2	39,6	38,2	30,7	30,4	13,5	16,9	8,5	43	24	7	26	20,37	0,33
* VH-75-082	VH-75-152	46,7	88,8	6,4	4,8	10,4										
* VH-75-120	VH-75-202	45,9	49,0	36,6	14,4	29,9										
* VH-75-121	VH-75-203	31,1	60,1	31,8	8,1	26,7										
VH-75-126	VH-75-209	7,1	13,5	46,6	37,9	13,6	39,6	19,3	20,3	8,1	29	26	19	29	12,6	0,49
* VH-75-133	VH-75-230	30,4	47,7	30,7	21,6	21,9										
* VH-75-137	VH-75-231	18,0	28,8	35,9	39,3	10,8										
* VH-75-142	VH-75-246	71,1	74,5	19,5	6,0	26,6				8,7	42	30	5	-		
* VH-75-144	VH-75-251	32,6	55,0	28,3	18,7	20,6										
* VH-75-146	VH-75-257	9,0	39,8	36,6	23,6	19,9										
VH-75-149	VH-75-262	34,5	59,5	27,0	13,5	10,0	19,2	13,4	5,8	8,8	36	24	22	18	19,6	0,46
* VH-75-152	VH-75-269	26,7	46,3	29,1	24,6	11,1	33,7	16,8	16,9	8,5	27	21	8	44	46,48	0,83
* VH-75-153	VH-75-271	12,6	67,0	17,9	15,1	6,1										
* VH-75-156	VH-75-272	48,2	62,7	24,4	12,9	29,9										
VH-75-161	VH-75-290	10,1	31,9	39,2	28,9	11,8	33,1	18,7	14,4	7,7	12	10	7	71	10,33	0,26

N° de l'échantillon	N° du site	Granulométrie[1] >2 mm	sable (2-0,063)	silt (0,063-0,0039)	argile (<0,0039)	Carb.[2]	Limites d'Atterberg[3] W_L	W_p	I_p	pH	Ill.	Argiles[4] Chlor.	Kaol.	Mont.	Minéraux denses[5] magnétite	total
VH-75-162	VH-75-290	44,0	31,6	31,9	16,5	13,2										
• VH-75-165	VH-75-294	40,6	38,6	31,6	9,8	33,6										
• VH-75-167	VH-75-297	7,6	29,6	37,7	32,7	11,9										
• VH-75-171	VH-75-302	7,3	33,6	36,4	30,0	11,6										
• VH-75-173	VH-75-307	36,5	46,6	37,2	16,2	22,8										
• VH-77-078	VH-77-010	27,5	33,9	39,0	22,1	18,3										
• VH-77-079	VH-77-011	27,3	26,6	50,7	22,7	13,6										
• VH-77-080	VH-77-011	29,3	33,8	44,0	22,2	10,9										
• VH-77-093	VH-77-023	33,3	37,7	33,2	27,1	21,7										
	$\bar{x}$	28,7	33,0	33,1	22,0	16,7				8,2	27,3	28,3	10,6	37,8	18,4	0,4
	s	19,1	16,7	9,6	9,8	7,5				0,5	10,3	10,1	6,5	20,4	12,7	0,2
Tills non différenciés																
VH-75-067	VH-75-141	13,2	35,6	28,3	36,3	21,3	36,9	18,6	18,3	8,1	27	17	16	40	9,23	0,29
VH-75-095	VH-75-164	9,0	30,7	37,7	31,6	9,8	37,5	17,8	19,7	7,7	27	19	13	41	6,89	0,18
VH-75-131	VH-75-223	5,5	43,2	35,7	21,1	13,6										
VH-75-178	VH-75-309	3,8	19,1	31,0	49,9	20,6										
VH-G-75-097	VH-G-75-097-01	9,6	45,3	22,9	11,8	26,6				8,7						
VH-G-75-122	VH-G-75-122-01	8,2	29,0	38,3	32,7	20,8										
VH-77-061	VH-77-002(B)	8,4	29,8	39,3	30,7	37,7										
VH-77-062	VH-77-002(B)	12,4	32,5	39,7	27,8	41,1										
VH-77-066	VH-77-002(C)	4,6	18,9	31,7	29,4	46,8										
VH-77-067	VH-77-002(C)	2,6	17,4	32,6	30,0	43,9										
VH-77-068	VH-77-002(C)	14,0	38,7	46,4	14,9	39,7										
VH-77-070	VH-77-002(C)	8,7	32,3	39,2	28,5	44,9										
VH-77-77	VH-77-007	14,1	12,4	41,7	45,9	23,8										
VH-77-109	VH-77-027(A)	7,2	24,4	33,9	39,7	29,2										
VH-77-110	VH-77-027(B)	7,1	26,6	40,9	32,5	41,2										
VH-77-131	VH-77-028 (-3	6,8	38,7	41,0	20,3	30,6										
VH-77-178	VH-77-029(M)	2,2	16,8	44,8	38,4	9,2										
VH-77-179	VH-77-029(O)	14,3	37,6	38,5	23,9	30,7										
VH-77-180	VH-77-029(O)	8,5	25,7	41,9	32,4	23,2										
TILLS – COUPES																
Rivière Nelson																
Till-unité 9 (sup.)																
VH-77-017	VH-77-001(A)	7,8	36,6	38,6	24,8	38,9										
Till-unité 9 (inf.)																
VH-75-181	VH-75-310	9,6	32,8	38,9	28,3	37,8	29,3	12,1	12,2	8,6	50	18	32	-	20,34	0,16
VH-77-021	VH-77-001(A)	6,1	17,3	33,7	49,0	33,3										
VH-77-072	VH-77-002(D)	18,2	32,6	38,6	28,8	36,3										
Till-unité 6																
VH-75-180	VH-75-310	4,0	28,2	40,9	30,9	37,9										
VH-77-059	VH-77-001(A)	23,3	28,4	39,9	31,7	38,5										
Till-unité 5																
VH-77-060	VH-77-001(A)	6,7	17,3	50,0	32,5	43,0										
Till-unité 4																
VH-77-062	VH-77-001(A)	4,3	28,2	51,0	20,8	42,2										
Till-unité 2																
VH-75-179	VH-75-310	10,3	28,9	40,6	31,0	48,9	22,8	11,8	11,0	8,6	36	15	49	-	17,73	0,30
VH-77-063	VH-77-001(A)	7,3	29,2	40,7	30,1	50,1										
Till-unité1																
VH-77-064	VH-77-001(A)	8,6	29,9	41,3	28,8	40,6										
VH-77-038	VH-77-002(J)	7,8	30,4	39,2	28,4	42,4										
Falaises Morgan																
Till-unité 8																
VH-G-75-110	VH-G-75-110-01	2,2	35,1	41,7	23,2	32,9										
VH-G-75-113	VH-G-75-113-02	8,1	37,3	42,8	19,9	32,7										
VH-77-124	VH-77-028(C)	15,0	60,3	23,7	16,0	26,8										
VH-77-128	VH-77-028(D)	3,3	33,2	39,8	27,0	33,9										
VH-77-133	VH-77-028(F)	16,6	41,1	41,6	17,3	33,5										
VH-77-163	VH-77-028(H)	4,6	23,7	41,3	34,8	26,2										
VH-77-132	VH-77-028(I)	10,0	43,1	38,3	18,6	30,8										
VH-77-162	VH-77-028(L)	6,9	20,1	30,3	49,6	34,0										
	$\bar{x}$	8,6	36,7	37,7	25,3	31,3										
	s	5,0	12,6	6,3	11,7	3,2										
Till-unité 4																
VH-G-75-113	VH-G-75-113-03	9,0	39,2	42,3	18,0	31,0										
VH-77-136	VH-77-028(E)	22,6	44,8	39,3	15,9	48,5										
VH-77-161	VH-77-028(G)	5,3	40,5	43,8	15,7	39,4										
VH-77-165	VH-77-028(L)	10,2	43,2	39,6	16,9	46,2										
	$\bar{x}$	11,8	42,0	41,5	16,6	41,3										
	s	7,6	2,6	2,3	1,1	5,0										
Till-unité 2																
VH-G-75-113	VH-G-75-113-04	6,8	41,9	42,3	15,6	39,9										
VH-G-75-113	VH-G-75-113-05	5,1	33,6	44,4	22,0	39,6										
VH-77-137	VH-77-028(E)	3,6	39,6	41,5	18,9	37,4										
VH-77-162	VH-77-028(G)	6,9	35,2	42,8	22,8	39,3										
VH-77-166	VH-77-028(L)	11,0	41,7	43,7	13,6	36,6										
	$\bar{x}$	6,3	38,4	42,9	18,2	38,2										
	s	2,7	3,8	1,1	3,4	2,2										
Falaises Duck Hawk																
VH-G-75-081	VH-G-75-081	5,1	21,3	73,2	39,5	8,1										
VH-G-75-082	VH-G-75-082	2,9	20,6	38,0	41,4	8,9										
VH-G-75-083	VH-G-75-083	6,5	31,7	42,0	26,3	9,3										
	$\bar{x}$	4,8	24,5	39,7	33,7	8,8										
	s	1,8	6,2	2,0	8,2	0,6										
Pointe Worth																
VH-G-75-085	VH-G-75-085	1,2	12,6	33,4	30,0	5,0										
VH-G-75-087	VH-G-75-087	11,6	32,6	43,2	28,4	5,8										
VH-G-75-088	VH-G-75-088	3,8	18,6	40,0	41,6	4,6										
	$\bar{x}$	5,5	21,1	38,5	33,3	5,7										
	s	5,4	10,2	7,0	8,6	0,7										

APPENDICE C

OLIGO-ÉLÉMENTS DES ÉCHANTILLONS DE TILL [1]

N° de l'échantillon	Al	Ba	Cr	Cu	Mn	Sc	Sr	Ti	V	Zn	Zr	Mg	Ni	Ca
TILLS														
Till de Carpenter														
• VH-75-075	3,7	240	58	10	440	14	87	2900	80	43	310	4,3	28	4,3
Till de Seche														
• VH-75-076	3,3	270	41	6,6	410	9,2	93	2200	51	42	210	6,1	27	5,4
• VH-75-107	3,1	290	30	8,6	380	12	100	2300	73	44	390	3,2	30	6,4
• VH-75-114	2,0	200	47	11,0		18	71	1100	140	48		2,8	31	2,1
$\bar{X}$	3,1	260,7	44,6	8,7	395,0	13,1	88,0	2500	96,7	51,3	300,0	4,0	34,6	4,0
s	1,0	25,2	4,6	2,2		4,5	13,1	1600	57,6	16,5		1,8	13,1	1,7
Till de Jesse														
• VH-75-060	3,3	250	46	1,8	380	8,6	140	2300	67	32	210	5,6	20	7,7
• VH-76-073	3,2	270	41	5,9	420	8,6	110	2700	70	33	230	5,0	18	6,8
• VH-75-091	3,0	290	37	2,3	430	8,3	99	1900	66	21	180	6,4	16	6,4
• VH-75-102	2,1	230	23			4,0	89	1600	30	22		7,0	15	7,0
VH-75-110	3,1	290	48	0,9		9,3	120	1700	52	24		5,0	16	5,0
• VH-75-116	2,1	300	36	3,7		6,8	100	1700	47	30		5,0	39	7,0
• VH-75-117	2,9	260	48	7,2	390	11,0	99	2300	57	30	170	5,9	16	6,6
• VH-75-123	3,6	230	36	5,8	340	8,3	97	2000	64	28	150	6,4	14	5,3
• VH-75-128	3,6	260	46	2,5		7,0	110	2000	55	29		7,0	12	7,0
• VH-75-129	3,8	250	47	4,4		6,8	110	2100	59	27		7,0	16	5,0
VH-75-130	3,1	240	33	0,8		5,5	110	2000	51	22		7,0	12	7,0
• VH-75-132	3,1	290	39	2,8		6,5	110	2000	59	26		7,0	18	7,0
VH-75-177	3,6	230	32	0,3		6,2	120	1600	47	20		7,0		10,0
VH-75-181	2,3	200	30	8,2	230	9,6	110	1100	31	16	160	7,4		8,5
VH-75-182	2,9	290	37	0,7	340	7,9	98	2000	69	28	130	5,7	13	6,3
VH-G-73-097-02	4,0	393	28		423		109	2590	69		127	4,3		
VH-G-73-101-01	3,1	240	36	0,5		7,2	100	2200	51	19		7,0	18	7,0
VH-G-75-113-01	3,2	180	46	2,2		9,2	110	1700	65	19		7,0		7,0
VH-77-006	2,8	365	6		209	4,6	113	1360	31		209			
VH-77-008	4,0	383	14		323	6,8	100	2670	61		213			
• VH-77-091	4,3	480	17		328	6,5	96	2540	69		174			
VH-77-170	3,2	416	6		340	6,2	86	2270	50		176			
$\bar{X}$	3,2	283,3	36,3	3,3	361,2	7,6	106,2	2000	50,9	23,3	179,3	6,3	17,6	6,9
s	0,6	76,3	13,9	2,6	68,0	1,7	11,7	400	11,7	7,0	31,1	0,9	6,7	1,2
Till de Kenge														
• VH-G-75-063	3,7	200	39	3		6,8	100	2200	58	22		7,0	17	5,0
Till de Baker														
• VH-75-057	4,5	330	74	12,0		11,0	97	2700	77	58		4,6	24	4,3
• VH-75-136	4,3	280	56	12,0		8,6	90	2900	83	50		3,9	21	4,0
• VH-75-158	2,3	230	29	3,5	450	8,0	89	1600	39	23	420	3,5		6,3
• VH-77-081	4,6	491	27		330	9,5	44	4310	97		293	2,2	48	3,8
• VH-77-082		428	63		386	11,0	38	6120	92		659	0,7	38	0,5
• VH-77-090	4,3	412	13		336	6,1	91	2590	57		231			
$\bar{X}$	4,0	361,8	44,3	9,3	475,5	9,0	74,8	3400	74,2	43,7	405,7	3,4	32,7	3,8
s	1,0	98,7	23,8	4,9	108,5	1,9	26,4	1600	22,2	18,3	183,5	1,9	12,6	2,1
Till de Kellett														
• VH-75-085	2,0	220	27	0,2		7,0	82	1100	31	19	110	8,5	17	8,1
• VH-75-086	2,9	270	25	2,6		6,0	86	1900	51	23		7,0	16	7,0
• VH-75-087	2,0	200	32			4,9	93	1680	42	16		7,0	20	7,0
• VH-75-088	2,2	280	28			6,7	100	1400	48			7,0	13	10,0
• VH-75-089	3,6	310	44	1,7		8,0	120	2400	59	31		7,0	21	7,0
• VH-75-100	3,5	270	40	2,5		6,0	93	2300	65	39		5,0	22	7,0
• VH-75-108	3,7	330	46	11,0	310	10,0	100	2400	77	51	190	3,0	28	4,2
• VH-75-109	3,2	310	34	2,3		7,4	60	2600	71	26		5,0	22	5,0
• VH-75-115	2,7	250	30	1,8		7,1	90	1700	51	24		7,0	26	10,0
• VH-75-118	4,0	280	57	11,0	340	11,0	100	2600	71	48	110	4,6	22	4,8
• VH-75-138	2,3	250	23			5,4	79	1400	15	39		7,0	14	7,0
• VH-75-139	3,2	280	33	4,0		6,1	110	2100	23	52		7,0	17	7,0
• VH-75-143	2,7	310	34	1,9		6,9	98	1900	15	48		7,0	14	7,0
• VH-75-168	2,0	200	26			5,5	81	1400	32	13		7,0	11	10,0
• VH-75-174	3,6	370	36	0,7		6,3	98	2200	59	31		5,0	11	7,0
$\bar{X}$	2,9	275,3	34,2	3,6	316,7	6,8	92,8	1900	47,3	32,9	136,7	6,3	18,3	7,2
s	0,7	30,3	9,2	3,8	180,1	1,7	10,2	500	20,4	13,4	46,2	1,3	5,3	1,8
Till de Plateau														
• VH-75-063	2,3	340	44	10,0	2300	9,3	70	2300	59	42	390	3,4	38	4,6
• VH-75-065	3,5	210	57	8,0		8,1	100	2300	62	73		5,0	33	5,0
VH-75-049	4,4	320	69	11,0		11,0	92	3500	84	67		4,0	34	3,8
VH-75-053	2,0	210	40	5,5	1200	8,0	78	1900	39	38	180	4,7	19	5,9
VH-75-059	3,4	280	48	9,3	610	9,3	84	2900	66	42	290	3,0	25	3,8
• VH-77-084	4,0	304	33		1010	6,5	64	3400	62		189	3,1	43	
$\bar{X}$	3,3	310,7	44,3	6,8	1300	8,7	81,3	2800	62,0	48,4	262,2	3,9	32,3	4,6
s	0,9	109,1	12,8	3,6	700	1,5	13,5	600	10,4	14,1	98,7	0,8	9,2	0,9

[1] Les valeurs en oligo-éléments ont été déterminées par spectrographie d'émission optique. Les valeurs sont en ppm, sauf pour le calcium, le magnésium et l'aluminium qui sont en pourcentage.

$\bar{X}$ Moyenne arithmétique ($\bar{X} = \frac{\Sigma X}{n}$)

s Écart-type $\left(s = \sqrt{\frac{\Sigma x^2 - \frac{(\Sigma x)^2}{n}}{n-1}}\right)$

• Échantillons prélevés en surface dans la partie inférieure du mollisol.

N° de l'échantillon	Al	Ba	Cr	Ga	Mn	Sc	Sr	Ti	V	Zn	Zr	Mg	Ni	Ca
Till de Bernard														
VH-77-005	3,0	420	30	6,2		6,3	76	1800	59	51		3,5	36	3,8
* VH-75-010	5,0	600	120	18,0		13,0	100	2800	89	61		1,6	34	1,2
* VH-75-011	4,3	380	70	9,9		8,1	89	2600	58	43		4,6	19	3,4
VH-75-012	5,0	320	74	21,0		10,0	120	3100	92	65		2,4	41	1,6
VH-75-013	4,1	380	42	9,2		8,8	110	2100	63	30		5,0	32	4,5
VH-75-015	4,3	300	55	18,0	650	11,0	160	3800	120	73	250	1,6	29	2,1
VH-75-016	4,4	470	57	13,0	1200	12,0	150	3400	96	69	190	3,2	31	4,3
* VH-75-019	5,0	440	74	15,0		9,3	100	3200	86	34		3,0	28	2,5
VH-75-027	4,2	580	60	15,0	1200	11,0	160	4000	100	72	320	1,7	31	2,1
* VH-75-072	2,6	360	39	6,8	1100	8,3	100	2500	61	37	400	3,8	31	5,4
VH-75-077	4,0	280	63	8,0	430	13,0	110	3000	81	50	190	4,6	25	4,8
* VH-75-082	2,4	390	19	2,2		5,8	78	1500	27	30		3,9	31	4,4
* VH-75-120	3,1	270	35	3,7		6,4	93	2100	50	26		5,0	15	5,0
* VH-75-121	2,4	280	27	1,2		4,8	95	1900	46			7,0	13	7,0
VH-75-126	4,8	340	98	21,0	510	18,0	130	4100	96	82	290	1,7	34	1,9
* VH-75-135	3,6	320	48	7,4		7,3	120	2900	74	39		3,4	30	4,4
* VH-75-137	4,7	460	66	22,0		10,0	120	3700	120	93		1,4	28	1,6
* VH-75-142	2,2	190	32	3,4	630	7,6	73	1400	36	18	140	2,0	11	6,8
* VH-75-144	3,6	380	47	12,0		8,4	92	2800	77	48		3,5	21	4,4
* VH-75-146	3,9	340	49	9,9		7,8	95	2800	73	34		2,9	17	3,6
VH-75-149	3,1	430	37	14,0	730	10,0	100	3100	76	53	430	2,0	22	2,8
* VH-75-152	4,3	390	49	18,0	360	11	94	3000	83	63	250	2,2	28	2,3
* VH-75-153	4,3	740	56	16,0		8,4	100	3400	96	75		1,7	32	2,3
* VH-75-154	2,8	320	39	3,9		5,6	110	2000	59	26		5,0	24	7,0
VH-75-161	4,5	410	66	21,0	730	12,0	140	3900	100	87	230	1,8	35	2,0
VH-75-162	3,8	460	42	9,4		7,9	97	3100	73	43		3,6	21	4,3
* VH-75-163	3,4	210	23	2,5		6,4	94	1900	44	24		7,0	14	7,0
* VH-75-167	4,8	460	53	16,0		8,5	100	4300	97	21		1,7	22	2,0
* VH-75-171	4,8	320	57	15,0		9,1	140	3900	110	81		1,4	33	1,3
* VH-75-175	3,5	390	40	2,7		7,1	110	2700	61	34		4,0	19	5,0
* VH-77-078		393	34		432	9,3	67	4180	92		271	2,8		4,6
* VH-77-079		696	28		281	6,3	66	4150	73		514	1,9	23	3,1
* VH-77-080	4,5	661	27		271	7,4	69	4070	88		342	1,7	44	2,9
* VH-77-093		382	34		388	9,7	74	4090	100		258	1,5		2,3
X	3,9	423,1	50,3	12,3	639,4	8,8	97,7	3000	78,3	31,9	287,3	3,1	25,0	3,6
s	0,8	129,9	21,3	8,1	323,7	2,4	34,4	900	22,9	21,2	103,2	1,5	9,0	1,7
Non différenciés														
VH-75-067	4,8	310	67	13,0	320	13,0	130	3700	110	62	210	2,7	34	3,7
VH-75-095	4,5	370	69	19,0	430	13,0	130	3500	93	73	330	1,6	34	1,4
VH-75-131	4,1	320	66	13,0		8,6	160	600	92	44		2,0	24	2,2
VH-75-178	5,0	400	64	15,0		12,0	120	3800	130	88		2,8	42	3,0
VH-G-75-097-01	3,4	431	11		558		118	2490	69		147	5,0	12	
VH-G-75-122	5,0	280	62	16,0		11,0	140	3100	96	66		3,1	34	3,2
VH-77-061		440	21		377	7,7	113	3110	81		206			
VH-77-062	4,7	618	17		364	6,7	121	2940	57		217			
VH-77-066	3,9	389	10		327	6,1	113	2310	52		172			
VH-77-067	4,4	409	14		345	6,3	119	2540	56		195			
VH-77-068	4,0	437	10		287	5,8	111	2670	51		211			
VH-77-070	3,7	396	10		277	6,0	87	2380	34		251			
VH-77-077		371	38		467	10,0	126	3880	110		160	3,2		
VH-77-109		721	37		468	12,0	132	4480	150		293	1,6		2,3
VH-77-110	4,4	429	12		347	7,2	114	2480	66		173			
VH-77-151	4,7	496			417	6,0	103	3390	62		220	4,9		
VH-77-178		479	36		333	7,8	102	4360	100		366	0,1		
VH-77-179	4,7	465	20		336	5,5	103	3180	66		270	0,5		
VH-77-180		451	26		360	7,6	93	3660	94		284	0,3		
TILLS - COUPES														
Rivière Nelson														
Till-unité 9 (sup.)														
VH-77-017	4,3	478	16		344	6,4	103	3000	66		231	5,0		
Till-unité 9 (inf.)														
VH-73-181	3,5	270	44	8,2	410	9,4	110	2600	65	42	150	5,0	16	5,8
VH-77-021	5,0	333	26		361	8,1	102	3100	83		216	0,1	17	
VH-77-072	4,3	419	31		376	6,6	82	3060	74		186	4,5		
X	4,3	407,3	33,7		382,3	8,0	98,0	2920	74		184,0	4,5		
s	0,7	131,9	9,3		25,1	1,4	14,4	277,8	9,0		33,0	0,5		
Till-unité 6														
VH-73-180	4,2	280	43	3,3		7,8	120	2700	74	39		3,0	20	7,0
VH-77-039		492	23		323	7,6	108	3280	78	168		4,9		
Till-unité 5														
VH-77-040	4,4	506	24		337	6,6	109	2920	69		203		11	
Till-unité 4														
VH-77-042	3,9	471	20		312	6,2	93	2820	63		382			
Till-unité 2														
VH-73-179	3,2	210	37	2,1	310	8,7	93	1900	50	26	120	7,1	13	7,4
VH-77-043	3,4	412	9		238	5,4	93	2250	46		187			
Till-unité 1														
VH-77-044	4,3	438	11		297	7,0	122	2580	58		288			
VH-77-058	4,3	416	17		314	6,5	118	2650	62		173			

N° de l'échantillon	Al	Ba	Cr	Ga	Mn	Sc	Sr	Ti	V	Zn	Zr	Mg	Ni	Ca
Falaises Morgan														
Till-unité 3														
VH-G-73-102-01	3,8	260	48	4,6		10,0	140	2000	67	33		7,0	17	4,9
VH-G-73-113-02	3,4	270	43	0,6		5,9	110	2200	59	31		5,0	24	3,0
VH-77-124	3,6	308	13		535	6,1	73	2980	64		232	4,2		
VH-77-128		410	31		452	7,1	99	3130	76		272			
VH-77-133	4,2	429	27		452	6,1	106	2630	63		179			
VH-77-143		339	28		685	8,3	135	4110	110		266	3,7		
VH-77-152	3,8	442	11		384	6,7	80	2720	64		199	4,4		
VH-77-162		450	24		334	8,7	82	3050	98		180	4,4		
$\bar{X}$	3,8	413,3	30,6		473,7	7,4	103,1	2855	75,6		229,7	4,8		
s	0,3	100,9	15,3		124,0	1,3	24,9	646	18,6		43,4	1,2		
Till-unité 4														
VH-G-73-113-03	2,3	270	16			3,4	96	1000	23			10,0		7,0
VH-77-136	2,8	529			279	4,5	100	1490	23		202			
VH-77-141	4,1	437	12		428	5,1	120	2340	36		240			
VH-77-163	3,0	504			279	4,8	96	1580	26		388			
$\bar{X}$	3,1	435,0			328,7	4,4	103,0	1632	32,3		276,7			
s	0,8	116,7			86,0	0,7	11,5	644	15,7		98,3			
Till-unité 2														
VH-G-73-113-04	3,2	240	28	0,4		4,3	100	1800	40	22		7,0	13	3,0
VH-G-73-113-05	3,3	280	36	2,9		7,7	100	2200	57	30		5,0	22	3,0
VH-77-137	4,4	475	10		512	5,4	119	2530	62		395			
VH-77-142	4,7	484	17		480	6,1	109	2890	66		246			
VH-77-166	3,7	462	11		387	6,3	92	2530	61		304			
$\bar{X}$	3,9	388,2	20,4		459,7	6,0	104,0	2594	57,2		315,0			
s	0,7	118,1	11,3		64,9	1,3	10,3	412	10,1		75,1			
Falaises Duck Hawk														
VH-G-73-081	4,8	470	58	16		8,8	110	3600	120	69		1,4	39	1,2
VH-G-73-082	5,0	410	61	15		7,6	110	3300	110	64		1,6	38	1,2
VH-G-73-083	4,9	520	56	13		8,0	130	3200	88	68		1,6	36	1,1
$\bar{X}$	4,9	466,7	58,3	14,7		8,1	116,7	3400	106,0	67,0		1,5	37,0	1,2
s	0,1	55,1	2,5	1,5		0,6	11,5	200	16,4	2,6		0,1	2,6	0,1
Pointe Worth														
VH-G-73-085	4,6	470	58	14		9,3	92	3800	110	45		1,0	40	0,9
VH-G-73-087	4,4	400	64	16		9,2	91	4900	100	49		0,9	23	0,9
VH-G-73-088	5,0	420	68	22		10,0	120	4200	130	45		1,1	33	0,9
$\bar{X}$	4,7	430,0	63,3	17,3		9,3	101,0	4300	113,3	46,3		1,0	32,0	0,9
s	0,3	36,1	5,0	4,2		0,4	16,5	600	15,3	2,3		0,1	8,5	0,0

APPENDICE D

LISTE DES DATATIONS AU RADIOCARBONE EFFECTUÉES SUR L'ÎLE BANKS[1]

N° de l'échant.	N° de la datation en labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[2] géologique	Prise des échantillons	Références	Signification[2] de l'échantillon et commentaires	N° texte
POSTGLACIAIRE												
MATIÈRES ORGANIQUES PRÉLEVÉES DANS DES COLLUVIONS												
FG-60-17b	GSC-4	10 190 ± 120			Tourbe à 6,1 m sous la surface	Rive gauche de la rivière Masik à 9,6 km de son embouchure; 71°35'N et 123°34'W; carte 97H.	15-30 m	Dans des colluvions sur une terrasse fluvio-glaciaire et (ou) marine.	J.G. Fyles, 1960.	Dyck et Fyles (1962, p. 14). Trautman et Walton (1962, p. 37-38).	Colluvions se sont accumulées à un taux de 0,58 mm/a; la baie Thesiger était libre de glace il y a au moins 10 600 ans. Probablement même terrasse que GSC-240 et GSC-1525.	1 2
	I(GSC)-185	10 600 ± 320										
FG-60-68b	GSC-12	5 730 ± 100			Silt organique à 2,4 m sous la surface	Petit ravin à l'est du lac Nangmagvik; 74°10'N et 120°05'W; carte 98E.	60 m	Dans colluvions à l'intérieur d'un ravin entaillé dans un delta fluvio-glaciaire et (ou) marin.	J.G. Fyles, 1960.	Dyck et Fyles (1962, p. 21).	Colluvions se sont accumulées à un taux de 0,43 mm/a.	3
VH-74-033	GSC-2098	5 020 ± 70			Bois (Salix)[3] à 4,6 m sous la surface	Rive droite de la rivière Masik à 16 km de son embouchure; 71°35'45"N et 123°26'W; carte 97H.	55 m	Dans colluvions dérivées de la Formation de Christopher.	J.-S. Vincent, et H.M. French, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	Colluvions se sont accumulées à un taux de 0,92 mm/a.	4
1974-4	GSC-2364	9 490 ± 80			Bois dans tourbe à ~1,5 m sous la surface	Ravin dans falaise marine à 2 km à l'ouest de Sachs Harbour; 71°57'N et 125°29'W; carte 97G.	2 m	Dans colluvions dérivées de la Formation de Kanguk et de sédiments glaciaires et dans lesquelles croissent des coins de glace.	H.M. French, 1974.	H.M. French (comm. écrite, 1976).	Colluvions se sont accumulées à un taux de 0,16 mm/a.	5
MATIÈRES ORGANIQUES PRÉLEVÉES À LA SURFACE DE PINGOS												
E29	GSC-2117	4 990 ± 90			Bois (Salix)[4] à 2 m sous la surface	Rive gauche de la rivière Able à 2 km de son embouchure; 73°43'N et 120°00'W; carte 98D.	100 m	À proximité de la surface d'un pingo dans des couches redressées des sédiments provenant d'une terrasse fluvio-glaciaire.	A. Pissart, 1974.	Pissart et French (1976, p. 943). Lowdon et Blake (1976, p. 16).	Âge maximal pour la formation du pingo selon Pissart et French (1976).	6
03-2-76	GSC-2397	2 480 ± 50			Détritus organiques fins à 25 cm sous la surface	Rive gauche de la rivière Kellett; 71°55'N et 123°10'W; carte 97H.	165 m	À la surface d'une petite dépression sur un pingo développé dans une terrasse fluvio-glaciaire.	H.M. French, 1976.	H.M. French (comm. écrite, 1976).	Âge minimal pour la formation du pingo.	7
MATIÈRES ORGANIQUES PRÉLEVÉES DANS DES TERRASSES FLUVIALES												
02-1-76	GSC-2395	3 920 ± 80			Bois (Salix)[5] à 80 cm sous la surface	Rive gauche de la rivière Kellett; 71°55'N et 123°10'W; carte 97H.	155 m	À proximité de la surface d'une terrasse fluvio-glaciaire.	H.M. French, 1976.	H.M. French (comm. écrite, 1976).	Âge d'un morceau de bois détritique mis en place avec du sable sur la terrasse au cours d'une crue?	8

1. Les datations sont classifiées selon la position stratigraphique des divers échantillons (v.g.: datations sur des matériaux du Postglaciaire, de la Glaciation d'Amundsen, etc.). Les datations postglaciaires sont en plus subdivisées en six catégories établies en fonction de l'environnement géologique où l'échantillon a été prélevé.

2. Les interprétations sur les environnements géologiques et la signification des échantillons proviennent de l'auteur et ne coïncident pas nécessairement avec celles avancées par les autres chercheurs qui ont fait dater des matériaux provenant de l'île Banks.

3. Rapport non publié d'identification de bois n° 74-40 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

4. Rapport non publié d'identification de bois n° 74-31 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

5. Rapport non publié d'identification de bois n° 76-52 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

N° de l'échant.	N° de la datation en labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[1] géologique	Prise des échantillons	Références	Signification[2] de l'échantillon et commentaires	N° texte
DZ-77-35	GSC-2581	3 380 ± 50			Brindilles dans de la tourbe à 1 m sous la surface	Rive droite de la rivière Big à 45 km de son embouchure; 72°27'N et 123°54'W; carte 98A.	38 m	Dans alluvions mises en place dans un ancien chenal dans la plaine inondable.	T.J. Day, 1977.	T.J. Day (comm. écrite, 1978).	Donne l'âge d'un ancien chenal de la rivière Big.	9
DZ-77-9	GSC-2658	2 530 ± 250			Brindilles dans de la tourbe à 55 cm sous la surface	Rive gauche de la rivière Big à 126 km à l'intérieur des terres; 72°21'N et 122°16'W; carte 98A.	90 m	Sédiments fluviatiles et tourbe qui reposent sur une terrasse fluvio-glaciaire.	T.J. Day, 1977.	T.J. Day (comm. écrite, 1978).	Donne l'âge maximal de l'événement non défini responsable de la mise en place des sédiments fluviatiles qui surmontent la tourbe.	10
					MATIÈRES ORGANIQUES PRÉLEVÉES DANS DES TERRASSES FLUVIALES (suite)							
02-2-76	GSC-2717	1 170 ± 60			Brindilles dans de la tourbe à 30 cm sous la surface	Rive gauche de la rivière Kellett; 71°55'N et 123°10'W; carte 97H.	155 m	À proximité de la surface sur une terrasse fluvio-glaciaire.	H.M. French, 1976.	H.M. French (comm. écrite, 1978).	Âge de la matière organique à la surface de la terrasse.	11
					MATIÈRES ORGANIQUES PRÉLEVÉES DANS DES SÉDIMENTS ÉOLIENS							
VH-74-053	GSC-2119	3 790 ± 90			Bois (Salix)[4] à 6 m sous la surface	Coupe sur la rive gauche de la rivière Thomsen à 3 km au nord de l'embouchure de la rivière Muskox; 73°50'40"N et 119°49'W; carte 88C.	25 m	À la base d'une séquence de sédiments éoliens reposant sur une terrasse fluviale.	J.-S. Vincent, 1974.	Pissart et al. (1977, p. 2476). Lowdon et al. (1977, p. 20).	Âge maximal pour l'accumulation des sédiments éoliens et l'abandon de la terrasse par la rivière Thomsen. Taux d'accumulation de 1,55 à 1,62 mm/a.	12
3	GSC-2124	3 460 ± 80			Brindilles (Salix identifiées par M. Kuc) à 8 m sous la surface	Coupe sur la rive gauche de la rivière Thomsen à 2 km en amont de l'embouchure de la rivière Able; 73°42'N et 119°56'W; carte 88C.	30 m	À la base d'une séquence de sédiments éoliens reposant sur une terrasse fluviale.	H.M. French et A. Pissart, 1974.	Pissart et al. (1977, p. 2476). Lowdon et Blake (1976, p. 16). Pissart et French (1976, p. 944).	Âge maximal pour l'accumulation des sédiments éoliens et l'abandon de la terrasse par la rivière Thomsen. Taux d'accumulation de 2,26 à 2,37 mm/a.	13
VH-74-038	GSC-2242	5 800 ± 180			Brindilles à 2 m sous la surface	Coupe sur la rive droite de la rivière Bernard à 21 km au sud du coude de cette rivière; 73°14'30"N et 121°40'W; carte 98D.	60 m	À la base d'une séquence de sédiments éoliens reposant sur une terrasse fluviale.	J.-S. Vincent, 1974.	Pissart et al. (1977, p. 2476). Lowdon et Blake (1977, p. 20).	Âge maximal pour l'accumulation des sédiments éoliens et l'abandon de la terrasse par la rivière Bernard. Taux d'accumulation de 0,33 à 0,36 mm/a.	14
VH-74-028c	GSC-2419	8 430 ± 120			Tourbe à 3,3 m sous la surface	Coupe dans un ravin à la base d'un escarpement à 10 km à l'est de Sachs Harbour; 72°58'25"N et 124°57'45"W; carte 97C.	12 m	À la base d'une séquence de sédiments éoliens reposant sur les sables de l'épandage deltaïque au sud-est de Sachs Harbour.	J.-S. Vincent, 1974.	Pissart et al. (1977, p. 2478). Lowdon et Blake (1977, p. 21).	Âge maximal pour l'accumulation des sédiments éoliens. Taux d'accumulation de 0,41 à 0,42 mm/a.	15

6. Rapport non publié d'identification de bois n° 74-32 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

N° de l'échant.	N° de la datation en labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[2] géologique	Prise des échantillons	Références	Signification[2] de l'échantillon et commentaires	N° texte
TOURBE ET MATIÈRES ORGANIQUES EN SURFACE												
FG-60-31b	GSC-10	6 940 ± 110			Tourbe à 60 cm sous la surface	Ravin à 6,4 km au nord de la rivière Kellett; 71°56'N et 123°14'W; carte 97H.	>200 m	À 60 cm de la surface dans une séquence de 2,5 m de tourbe qui repose sur des sédiments glaciaires.	J.G. Fyles, 1960.	Dyck et Fyles (1962, p. 21).	Tourbe s'est accumulée à un taux de 0,09 mm/a. Voir aussi I(GSC)-197.	16
FG-60-31c	I(GSC)-197	9 820 ± 220			Tourbe à 2,5 m sous la surface	Ravin à 6,4 km au nord de la rivière Kellett; 71°56'N et 123°14'W; carte 97H.	>200 m	À la base d'une séquence de 2,5 m de tourbe qui repose sur des sédiments glaciaires.	J.G. Fyles, 1960.	Trautman et Walton (1962, p. 38).	Tourbe s'est accumulée à un taux de 0,25 mm/a. Voir aussi GSC-10.	17
FG-60-23b	GSC-240	10 660 ± 170			Détritus organiques à 1,4 m sous la surface	Ravin à proximité de la baie Thesiger à 14,5 km au nord de l'embouchure de la rivière Masik; 71°40'N et 123°50'W; carte 97H.	10 m	Tourbe et colluvions sur une terrasse fluvio-glaciaire et (ou) marine.	J.G. Fyles, 1960.	Dyck et al. (1965, p. 38-39).	Tourbe et colluvions se sont accumulées à un taux de 0,13 mm/a. Probablement même terrasse que I(GSC)-183 et GSC-1525. La baie Thesiger était libre de glace il y a au moins 10 660 ans.	18
H-63-2	GSC-1112	8 380 ± 150			Tourbe à 6,2 m sous la surface	Rive droite de la rivière Ballast à 9,7 km de son embouchure; 74°23'N et 123°06'W; carte 98E.	60 m	Tourbe et alluvions interstratifiées qui reposent sur du silt du Lac glaciaire Ballast.	L.V. Hills, 1968 pour J.G. Fyles.	H.M. French (1972a, p. 30).	Donne l'âge de la séquence d'alluvions et de tourbe. Cette séquence n'est probablement pas reliée à un colmatage de la vallée de la rivière Ballast causé par la présence du Lobe de Prince Alfred. Voir aussi GSC-1088.	19
FG-68 (H-4) 123°-126° (31,2 cm-34 cm)	GSC-1144	8 810 ± 150			Tourbe entre 3,2 et 3,1 m sous la surface	Petit tributaire de la rive droite de la rivière Ballast à environ 19 km au sud-sud-est de l'embouchure de la Ballast; 74°18'N et 122°57'W; carte 98E.	>120 m	Tourbe accumulée au fond d'une petite vallée entaillée dans du sable et du gravier de la Formation de Beaufort.	L.V. Hills, 1969 pour J.G. Fyles.	datation non publiée	Tourbe s'est accumulée à un taux de 0,36 mm/a.	20
Kuc-69-Masik-2	GSC-1525	9 730 ± 150			Tourbe à 4 m sous la surface	Rive gauche de la rivière Masik à 12 km à l'est-nord-est de son embouchure; 71°34'30"N et 123°29'W; carte 97H.	25 m	Tourbe qui repose sur des colluvions et sur une terrasse fluvio-glaciaire et (ou) marine.	M. Kuc, 1969.	Kuc (1973b, p. 255-257). Lowdon et al. (1977, p. 21).	Tourbe s'est accumulée à un taux de 0,41 mm/a. Probablement sur même terrasse que GSC-240 et I(GSC)-185.	21
VH-74-043	GSC-2127	9 770 ± 80			Tourbe à 4 m sous la surface	Sur la rive droite d'un petit affluent sud de la rivière "Ivitaruk"; 73°12'N et 120°04'45"W; carte 98D.	120 m	Tourbe qui repose sur le Till de Bernard.	J.-S. Vincent, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	Tourbe s'est accumulée à un taux de 0,41 mm/a.	22

N° de l'échant.	N° de la datation au labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement géologique	Prise des échantillons	Références	Signification de l'échantillon et commentaires	N° texte
VH-74-064	GSC-2160	7 870 ± 70	-29,0	7 800 ± 70	Bois (Salix)[7] dans tourbe à 3 m sous la surface	Ravin à 35 km à l'est-sud-est de l'île Sea Otter et à 7 km au nord de la rivière Big; 72°31'N et 124°07'W; carte 98B.	75 m	Tourbe qui repose sur le Till de Bernard.	J.-S. Vincent, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	Tourbe s'est accumulée à un taux de 0,64 mm/a.	23
BS-75-221	GSC-2284	8 530 ± 110			Bois (Salix)[8] dans tourbe à 2,1 m sous la surface	Coupe sur la rive gauche de la rivière Dissection à 3,2 km de son embouchure dans la rivière Thomsen; 73°16'30"N et 119°32'W; carte 88C.	60 m	Tourbe qui repose sur des dépôts deltaïques mis en place dans le Lac glaciaire Ivitaruk.	W. Blake, Jr. et J.-S. Vincent, 1975.	Blake, Jr. (comm. écrite 1976).	Tourbe s'est accumulée à un taux de 0,25 mm/a. Voir aussi GSC-2819 et GSC-2375-2.	24
VH-74-037	GSC-2286	1 440 ± 40			Tourbe à 2 m sous la surface	Rive gauche d'un affluent nord de la rivière Muskox; 73°49'15"N et 120°20'W; carte 98D.	60 m	Base d'une séquence de tourbe qui repose sur une plaine d'épandage fluvio-glaciaire.	J.-S. Vincent, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 1,39 mm/a.	25
VH-74-036	GSC-2324	2 130 ± 70			Tourbe à 1,3 m sous la surface	Rive gauche d'un ravin à 0,5 km à l'ouest du détroit du Prince-de-Galles et à 14,5 km au nord de la pointe Stewart; 72°30'30"N et 119°15'45"W; carte 88B.	50 m	Base d'une séquence de tourbe qui repose sur du silt de la Mer Big.	J.-S. Vincent, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 0,61 mm/a.	26
VH-74-023	GSC-2387	3 050 ± 90			Tourbe à 50 cm sous la surface	Rive droite de la rivière Woon à 31 km de son embouchure dans le détroit de M'Clure; 74°10'20"N et 121°07'W; carte 98E.	90 m	Base d'une séquence de tourbe qui repose sur une terrasse fluviale.	J.-S. Vincent, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 0,16 mm/a.	27
DZ-77-18	GSC-2610	6 520 ± 150			Tourbe à 83 cm sous la surface	Rive droite de la rivière Big à 51 km de son embouchure; 72°29'N et 123°42'W; carte 98A.	45 m	Base d'une séquence de tourbe qui repose sur une terrasse fluvio-glaciaire.	T.J. Day, 1977.	T.J. Day (comm. écrite, 1978).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 0,13 mm/a.	28
DZ-77-48	GSC-2636	2 510 ± 60			Tourbe à 1,1 m sous la surface	Rive droite de la rivière Big à 46 km de son embouchure; 72°28'N et 123°53'W; carte 98A.	40 m	Base d'une séquence de tourbe qui repose dans la plaine inondable de la rivière dans un méandre abandonné.	T.J. Day, 1977.	T.J. Day (comm. écrite, 1978).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 0,44 mm/a.	29
VH-75-039	GSC-2632	3 380 ± 70			Bois (Salix)[9] dans tourbe à 98 cm sous la surface	Rive gauche de la rivière Muskox à 15 km de son embouchure; 73°48'N et 120°21'30"W; carte 98D.	45 m	Base d'une séquence de tourbe et de colluvions qui repose sur une terrasse fluvio-glaciaire.	J.-S. Vincent, 1975.	Lowdon et Blake (1980).	La tourbe et les colluvions se sont accumulées à un taux de 0,29 mm/a.	30

7. Rapport non publié d'identification de bois n° 75-20 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

8. Rapport non publié d'identification de bois n° 76-6 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

9. Rapport non publié d'identification de bois n° 75-5 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

N° de l'échant.	N° de la datation en labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[1] géologique	Prise des échantillons	Références	Signification[2] de l'échantillon et commentaires	N° texte
VH-77-173	GSC-2636	7 600 ± 90			Brindilles (Salix)[10] dans tourbe à 30 cm sous la surface	Coupe le long du détroit du Prince-de-Galles à 18 km au sud-ouest de la pointe Stewart; 72°13'35"N et 119°42'30"W; carte 88B.	40 m	À 30 cm de la surface dans une séquence de 1 m de tourbe qui repose sur le Till de Jesse.	J.-S. Vincent, 1977.	Lowdon et Blake (1980).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 0,04 mm/a. Voir aussi GSC-2723.	31
VH-77-171	GSC-2723	9 360 ± 90			Branches dans tourbe entre 60 et 100 cm sous la surface	Coupe le long du détroit du Prince-de-Galles à 18 km au sud-ouest de la pointe Stewart; 72°13'35"N et 119°42'30"W; carte 88B.	40 m	Entre 0,6 et 1 m de la surface dans une séquence de tourbe qui repose sur le Till de Jesse.	J.-S. Vincent, 1977.	Lowdon et Blake (1980).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 0,10 mm/a. Voir aussi GSC-2636.	32
VH-G-75-025-05	GSC-2776	8 970 ± 140			Tourbe à 6 m sous la surface	Ravin à 22 km au sud-est de l'embouchure de la rivière Bernard; 73°23'30"N et 123°42'W; carte 98D.	60 m	Tourbe qui repose sur le Till de Bernard.	J.-S. Vincent, 1975.	Lowdon et Blake (1980).	La tourbe s'est accumulée à un taux de 0,45 mm/a.	33
MATIÈRES ORGANIQUES PRÉLEVÉES DANS DES SÉDIMENTS LACUSTRES												
VH-75-104	GSC-2246	8 280 ± 140	-27,7	8 240 ± 140	Brindilles dans tourbe à 5 m sous la surface (Salix)[11]	Coupe le long de la côte faisant face à la baie Thesiger à 15 km au sud-est de Sachs Harbour; 71°52'55"N et 124°58'30"W; carte 97G.	5 m	Tourbe à la base d'une séquence de silt lacustre reposant sur du sable d'épandage deltaïque au sud-est de Sachs Harbour.	J.-S. Vincent, 1975.	Lowdon et Blake (1980).	Le silt dans le lac de thermokarst s'est accumulé à un taux minimal de 0,61 mm/a.	34
MS-74-13 (116-121 cm)	GSC-2250	6 730 ± 120	-35,9	6 580 ± 120	Mousses dans du sapropèle et de l'argile grise	Petit lac à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 41 km au nord-est de la pointe Johnson; 73°02'N et 117°53'W; carte 88C.	50 m	Sédiments lacustres dans un kettle sur un dépôt de contact glaciaire associé au Till de Jesse.	R.J. Mott 1974.	Lowdon et Blake (1980).	Sédiments lacustres dans la carotte mesuraient en tout 211 cm. Datation donne l'âge du niveau entre 116 et 121 cm.	35
MS-74-11 (246-252 cm)	GSC-2260	9 870 ± 340	-27,0	9 840 ± 340	Mousses à la base de sédiments lacustres argileux et silteux	Petit lac à 5,5 km au sud-est du lac Carpenter; 71°47'N et 126°16'W; carte 97G.	40 m	Sédiments lacustres dans un kettle sur un dépôt de contact glaciaire associé au Till de Carpenter.	R.J. Mott, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	Sédiments lacustres dans la carotte mesuraient en tout 252 cm. La datation donne un âge maximal pour la sédimentation lacustre.	36
MS-74-12 (123-133 cm)	GSC-2634	9 210 ± 160	-32,8	9 080 ± 160	Mousses dans des argiles à la base de sédiments lacustres	Petit lac à 18,5 km à l'ouest de la pointe Stewart; 72°22'N et 119°30'W; carte 88B.	220 m	Sédiments lacustres dans un kettle à la surface du Till de Jesse.	R.J. Mott, 1974.	Lowdon et Blake (1980).	Sédiments lacustres dans la carotte mesuraient en tout 139 cm. La datation donne un âge maximal pour la sédimentation lacustre.	37

10. Rapport non publié d'identification de bois n° 78-3 de la C.G.C., R.J. Mott.

11. Rapport non publié d'identification de bois n° 75-78 de la C.G.C., R.J. Mott.

N° de l'échant.	N° de la datation au labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[1] géologique	Prise des échantillons	Référence	Signification[2] de l'échantillon et commentaires	N° carte
MS-76-15 (275-280 cm)	GSC-2673	10 200 ± 130	-26,2	10 200 ± 130	Mousses dans de l'argile silteuse à proximité de la base d'une séquence de sédiments lacustres	Petit lac à 2 km à l'est du lac Sheran et à 5 km à l'ouest de la rivière Thomsen; 73°32'N et 120°13'W; carte 98D.	120 m	Sédiments lacustres dans une dépression à la surface du Till de Baker.	R.J. Mott, 1976.	Lowdon et Blake (1980).	Sédiments lacustres dans la carotte mesuraient en tout 297 cm. Datation donne un âge minimal pour la sédimentation lacustre.	38
VARIATION POSTGLACIAIRE DU NIVEAU DE LA MER												
FG-60-40a	GSC-49	10 920 ± 100			Hiatella arctica	Surface d'un ravin à 1,6 km à l'ouest du cap Cardwell; 71°29'N et 121°26'W; carte 97H.	15-18 m	En surface dans une région de plages soulevées mal développées reposant sur le Till de Jesse et (ou) des sédiments fins de la Mer Big.	J.G. Fyles, 1960.	Dyck et Fyles (1962, p. 23). Vincent (1978c, p. 60).	Coquillages datent un plan d'eau de la Mer de Schuyter Point situé vers 15-18 m.	39
BDA-70-15	GSC-1437	10 650 ± 270			Hiatella arctica	En surface sur le versant nord d'une vallée d'un petit cours d'eau qui se déverse dans le détroit de M'Clure à 16 km au nord-nord-ouest de la pointe Parker; 73°06'N et 116°02'W; carte 88C.	83-88 m	À la surface de sédiments marins fins possiblement poussés par le Lobe de Viscount Melville.	D.M. Barnett, 1970.	Lowdon et Blake (1973, p. 45). Vincent (1978c, p. 60).	Si coquillages amenés par le Lobe de Viscount Melville (Stade de Russell de la Glaciation d'Amundsen), datation donne un âge maximal pour l'avancée glaciaire à l'extrémité nord-est de l'île Banks.	40
VH-76-042	GSC-2099	10 200 ± 170	-0,4	10 200 ± 170	Hiatella arctica	Coupe le long de la côte du détroit du Prince-de-Galles, à 40 km au nord-est de la pointe Johnson; 73°00'50"N et 117°33'W; carte 88C.	8 m	Dans du silt et du sable prélittoraux à 2 m sous la surface.	J.-S. Vincent, 1976.	Vincent (1978c, p. 60). Lowdon et Blake (1980).	Coquillages datent un plan d'eau de la Mer de Schuyter Point situé vers 8 m.	41
VH-75-062	GSC-2413	11 000 ± 400	+1,5	11 000 ± 400	Hiatella arctica	Région côtière à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 79 km au nord-est de la pointe Johnson; 73°13'30"N et 116°37'W; carte 88C.	16 m	Plages soulevées mal développées reposant sur du silt de la Mer Big.	J.-S. Vincent, 1975.	Vincent (1978c, p. 60). Lowdon et Blake (1980).	Coquillages datent un plan d'eau de la Mer de Schuyter Point situé vers 16 m.	42
VH-77-111	GSC-2539	160 ± 90			Bois flotté (Picea)[12]	Versant d'une petite vallée à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 28 km au sud de Jesse Harbour; 72°09'35"N et 120°19'30"W; carte 98A.	26 m	Surface qui semblait être une ligne de rivage développée sur le Till de Jesse.	J.-S. Vincent, 1977.	Lowdon et Blake (1980).	Âge obtenu indique que l'interprétation de la présence d'une ligne de rivage était fausse et que le bois a possiblement été amené au site de prélèvement par des autochtones.	43

12. Rapport non publié d'identification de bois n° 77-40 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

N° de l'échant.	N° de la datation au labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[1] géologique	Prise des échantillons	Références	Signification[2] de l'échantillon et commentaires	N° texte
VH-77-103	GSC-2545	11 100 ± 100	+1,4	11 200 ± 100	Hiatella arctica	Région côtière à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 25 km au sud de Jesse Harbour; 72°02'15"N et 120°13'45"W; carte 98A.	21 m	Dans du sable fin prélittoral reposant sur le Till de Jesse.	J.-S. Vincent, 1977.	Vincent (1978c, p. 60). Lowdon et Blake (1980).	Coquillages datant un plan d'eau de la Mer de Schuyter Point situé vers 21 m.	44
VH-77-101	GSC-2633	10 300 ± 110	+0,7	10 300 ± 110	Hiatella arctica	Région côtière à proximité du détroit du Prince-de-Galles à 24 km au sud de Jesse Harbour; 72°02'30"N et 120°14'15"W; carte 98A.	10 m	Dans du sable fin prélittoral reposant sur le Till de Jesse.	J.-S. Vincent, 1977.	Vincent (1978c, p. 60). Lowdon et Blake (1980).	Coquillages datant un plan d'eau de la Mer de Schuyter Point situé vers 10 m.	45
						GLACIATION D'AMUNDSEN						
BK1	GSC-2780	26 800 ± 1 360	-19,6	26 900 ± 1 360	Matières organiques dans des sédiments lacustres	Lac à 15 km au nord-nord-est de l'embouchure de la rivière Nelson; 71°21'N et 122°29'W; carte 97G.	300 m	Sédiments lacustres provenant de la base d'une carotte de 133 cm prélevée dans un lac situé dans un chenal proglaciaire entaillé dans des sédiments de la Formation de Christopher au cours du retrait du glacier responsable de la mise en place du Till de Jesse.	J.C. Ritchie, 1975.	J.C. Ritchie (comm. écrite, 1979).	Trop grand âge peut être obtenu à cause de contaminations liées à la présence de charbon. Si la datation est bonne, l'âge obtenu est un âge minimal pour le Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen au cours duquel le Till de Jesse a été mis en place.	46
						GLACIATION D'AMUNDSEN OU PLUS VIEUX						
FG-68-13b	GSC-1088	>41 000			Mousses Drepanocladus intermedius (Lindb.)[13]	Rive droite de la rivière "Kaersok" à 4,8 km de son embouchure; 74°25'N et 122°36'W; carte 98E.	40 m	Dans du silt et du sable mis en place dans la vallée de la rivière "Kaersok" postérieurement à la mise en place du Till de Bar Harbour.	J.G. Fyles, 1968.	French (1972a, p. 27).	Datation très importante qui donne un âge minimal pour le Lobe de Prince Alfred (Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen), le Till de Bar Harbour et les lacs Ballast et Ivitaruk.	47
BS-75-224	GSC-2819	>39 000			Tourbe	Coupe sur la rive gauche de la rivière Dissection à 3,2 km de son embouchure dans la rivière Thomsen; 73°16'30"N et 119°32'W; carte 88C.	50 m	Tourbe dans la partie supérieure d'une séquence de sable et gravier mise en place à l'embouchure de la rivière Dissection, postérieurement à la mise en place du Till de Baker.	W. Blake, Jr. et J.-S. Vincent, 1975.	W. Blake, Jr. (comm. écrite, 1979).	Comme les sédiments sont plus jeunes que le Till de Baker, les datations fournissent un âge minimal pour la Glaciation de Thomsen. Colmatage de sable et de gravier probablement relié à un niveau de base lacustre ou marin plus élevé qui aurait contrôlé la sédimentation dans le bassin de la rivière Thomsen.	48
BS-75-226	GSC-2375	>43 000			Bois (Salix)[14] dans tourbe	idem	45 m	Tourbe à la base d'une séquence de sable et de gravier mise en place à l'embouchure de la rivière Dissection postérieurement à la mise en place du Till de Baker.	idem	W. Blake, Jr. (comm. écrite, 1976).	Âge obtenu de 49 100 ans (à moins qu'il ne soit en réalité non significatif) et identification des événements qui ont agi sur la région indiquent que le colmatage est relié, soit à la présence du Lac Ivitaruk, soit à une transgression marine (Mer Investigator?) qui aurait suivi le retrait du Lobe du Prince Alfred. Datation fournit donc un âge approximatif pour l'un ou l'autre de ces événements ainsi qu'un âge minimal pour le Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen et les tills de Mercy et de Bar Harbour.	49
	GSC-2375-2	49 100 ± 980			Tourbe			Flore et faune identifiées dans la tourbe sont respectivement indiquées dans la colonne E des tableaux 3 et 4.		W. Blake, Jr. (comm. écrite, 1977).		50

13. Rapport lryologique non publié n° 3 de la C.G.C., M. Kuc.

14. Rapport non publié d'identification de bois n° 76-25 de la C.G.C., R.J. Mott.

N° de l'échant.	N° de la datation au labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[2] géologique	Prise des échantillons	Référence	Signification[3] de l'échantillon et commentaires	N° texte
BDA-70-25	GSC-1478	>19 000			Astarte sp.	Coupe dans une flèche sur la rive sud de la petite baie à 10 km au sud de la pointe Worthy 70°10'45"N et 128°38'W; carte 98B.	3-4 m	Coquillages prélevés dans les sédiments d'une flèche.	D.M Barnett, 1970.	Lowdon et Blake (1973, p. 45-46).	Datation donne un âge minimal pour la formation de la flèche et pour la Mer de Meek Point – la plus jeune transgression marine reconnue sur la côte ouest de l'île Banks.	51
MS-68	GSC-2078	>16 000			Tiges de mousses	Versant sud de la rivière Masik à 12 km de l'embouchure de la rivière dans la baie Thesiger; 71°33'30"N et 123°24'30"W; carte 97G.	230-275 m	Dans du sable et du gravier d'origine non définie qui recouvrent probablement le Till de Kellett, le plus jeune till dans la région de prélèvement.	M. Kuc, 1968.	Lowdon et al. (1977, p. 21).	Contexte stratigraphique rapporté n'est pas précis. Observations dans cette région portent à croire que les sédiments dans lesquels l'échantillon a été recueilli par Kuc sont plus jeunes que le Till de Kellett. Datation fournit donc un âge minimal pour la mise en place de ce till au cours de la Glaciation de Thomsen. Sable et gravier peut-être reliés à la présence du Lac Masik. Si tel est le cas, la datation fournit un âge minimal pour l'existence de ce lac.	52
	S-288	>34 000			Métacarpe d'Ovibos moschatus	Plaine inondable de la rivière Bernard immédiatement au sud de l'embouchure de la rivière Nahsa; 73°23'N et 121°34'W; carte 98D.	50 m	À la surface d'un banc de gravier dans le lit de la rivière Bernard.	W.J. Maher, 1963.	Maher (1968). McCallum et Wittenberg (1968).	Échantillon ne peut être relié à aucune position stratigraphique. Âge minimal pour la présence du boeuf musqué sur l'île Banks.	53
						INTERGLACIAIRE DE CAPE COLLINSON						
BS-75-296	GSC-2234	>39 000			Bois (Salix)[13] dans tourbe	Falaise marine le long du golfe Amundsen sur le côté est d'un ravin situé à 4 km à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson; 71°14'20"N; et 122°20'20"W; carte 97H.	35 m	Tourbe repose sur du sable et du gravier marins de la Mer Big sous 1 m de sable et de gravier marins et 1,2 m de Till de Jesse.	W. Blake, Jr. 1975.	Blake (1975, p. 263).	Sable et gravier marins sous l'horizon organique ont été mis en place dans la Mer Big qui a précédé le dernier interglaciaire. Sable et gravier au-dessus marquent probablement l'englaciation d'Amundsen. Datation fournit un âge minimal pour la Mer Big de >61 000 ans et indique qu'une seule glaciation (Amundsen) a agi sur l'est et le sud de l'île Banks depuis il y a au moins 61 000 ans.	54
	GSC-2234-2	33 100 ± 1 560			idem					W. Blake, Jr. (comm. écrite, 1977).		55
VH-76-037 et VH-77-013	QL-1230	>61 000			Bois (Salix) et (Betula)[14] dans tourbe				J.-S. Vincent, 1976 et 1977.	Présent rapport.		56

13. Rapport non publié d'identification de bois n° 75-73 de la C.G.C., R.J. Mott.

14. Rapport non publié d'identification de bois n° 77-24 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

N° de l'échant.	N° de la datation au labor.	Âge non corrigé (années B.P.)	$\delta^{13}C$	Âge corrigé (années B.P.)	Matériau daté	Localisation	Alt. approx. (m)	Environnement[1] géologique	Prise des échantillons	Références	Signification[2] de l'échantillon et commentaires	N° texte
ANTÉRIEUR À L'INTERGLACIAIRE DE CAPE COLLINSON												
FG-60-42a	GSC-222	>41 600			Bois (*Salix*)[17]	Falaise marine le long du golfe Amundsen à 12 km au sud-ouest de l'embouchure de la rivière Nelson; 71°08'30"N et 122°42'W; carte 97H.	12 m	Dans du sable et du gravier interglaciaires ou interstadiaires qui reposent sous au moins deux tills. Fort probablement le même dépôt que l'unité B de la coupe A à 4 km à l'est de la rivière Nelson.	J.G. Fyles, 1960.	Dyck et al. (1965, p. 39).	Blake (1976, p. 262) indique que cette datation (47 100 ± 1 000) pourrait être une datation non significative. Position stratigraphique de l'échantillon daté (voir p. 59) l'indique sans équivoque. Bois daté mis en place au cours d'un interstadiaire ou d'un interglaciaire qui a précédé une période glaciaire elle-même plus vieille que la Mer Big et la Glaciation d'Amundsen.	57
	GSC-222-2	47 100 ± 1 000			idem					Blake (1976, p. 262).		58
FG-59-56a	I(GSC)-28	>38 000			Tourbe	Falaise marine à l'extrémité sud-ouest de l'île Bernard; 73°40'N et 124°27'W; carte 98C.	33 m	Selon Fyles, la tourbe datée repose sous du till ou du colluvium et sur du till qui lui-même repose sur la Formation de Beaufort.	J.G. Fyles, 1959.	Walton et al. (1961, p. 52).	Sédiments qui reposent sur la tourbe sont possiblement des dépôts remaniés par la Mer Big. Till sous la tourbe est probablement le Till de Bernard. Tourbe datée donc mise en place au cours d'un interstadiaire ou d'un interglaciaire situé entre ces deux événements.	59
FG-59-18c	GSC-238	>40 600			Tourbe et bois (*Salix*)	Falaises marines Duck Hawk à l'est du cap Kellett; 71°58'N et 125°43'W; carte 97G.	35 m	Selon Fyles, les sédiments organiques datés reposent sous du till ou du colluvium et sur du till qui lui-même repose sur la Formation de Beaufort.	J.G. Fyles, 1959.	Dyck et al. (1965, p. 39).	Sédiments qui reposent sur la tourbe sont probablement des dépôts remaniés par la Mer Big. Till sous la tourbe est probablement le Till de Bernard. Tourbe datée donc mise en place au cours d'un interstadiaire ou d'un interglaciaire situé entre ces deux événements.	60
FG-59-30a	I(GSC)-26	>38 000			Bois (*Salix*) dans tourbe à proximité de la surface	Falaise marine de la pointe Worth; 72°15'N et 123°40'W; carte 98B.	30 m	Tourbe non comprimée qui repose sur un till qui lui-même recouvre des sédiments d'un lac et d'un marécage riche en matières organiques et un till.	J.G. Fyles, 1959.	Walton et al. (1961, p. 52).	Tourbe s'est accumulée au cours d'un interglaciaire ou d'un interstadiaire qui a eu lieu à un moment indéterminé après la mise en place du Till de Bernard et des sédiments interglaciaires de la pointe Worth.	61
	GSC-367	>49 000			idem					Dyck et al. (1966, p. 129).		62
FG-59-30d	I(GSC)-19	>33 000			Bois (*Larix*)		13 m	Tourbe ou bois qui repose dans des sédiments entre des tills dont la base est appuyée sur la Formation de Beaufort.	J.G. Fyles, 1959.	Craig et Fyles (1960, p. 6). Walton et al. (1961, p. 52).	Études paléoécologiques de Kuc (1976b) indiquent que la flore des lits datés est de nature interglaciaire. Till qui recouvre les sédiments interglaciaires correspond probablement au till cartographié, dans le présent rapport, sur les surfaces de l'ouest de l'île comme étant le Till de Bernard.	63
Kuc-69 (niveau 2c/3)	GSC-1293	>43 000			Tourbe		26 m		M. Kuc, 1969.	Kuc (1976b).		64
Kuc-69 arbre 208 cm	GSC-2072	>52 000			Bois (*Larix*)[18]		23 m		M. Kuc, 1969.	M. Kuc (comm. écrite, 1976).		65
Kuc-VI (63-69	GSC-1236	>34 000			Fragments de bois (*Betula*)[19]		21 m		M. Kuc, 1969.	Kuc (1976b).	Lits datés donc probablement mis en place au cours d'un interglaciaire qui a précédé la Glaciation de Banks.	66

17. Rapport non publié d'identification de bois n° 73-51 de la C.G.C., L.D. Farley-Gill.

18. Rapport non publié d'identification de bois n° 76-22 de la C.G.C., R.J. Mott.

19. Rapport palinique non publié n° 69-19 de la C.G.C., R.J. Mott.

MAPS NOT

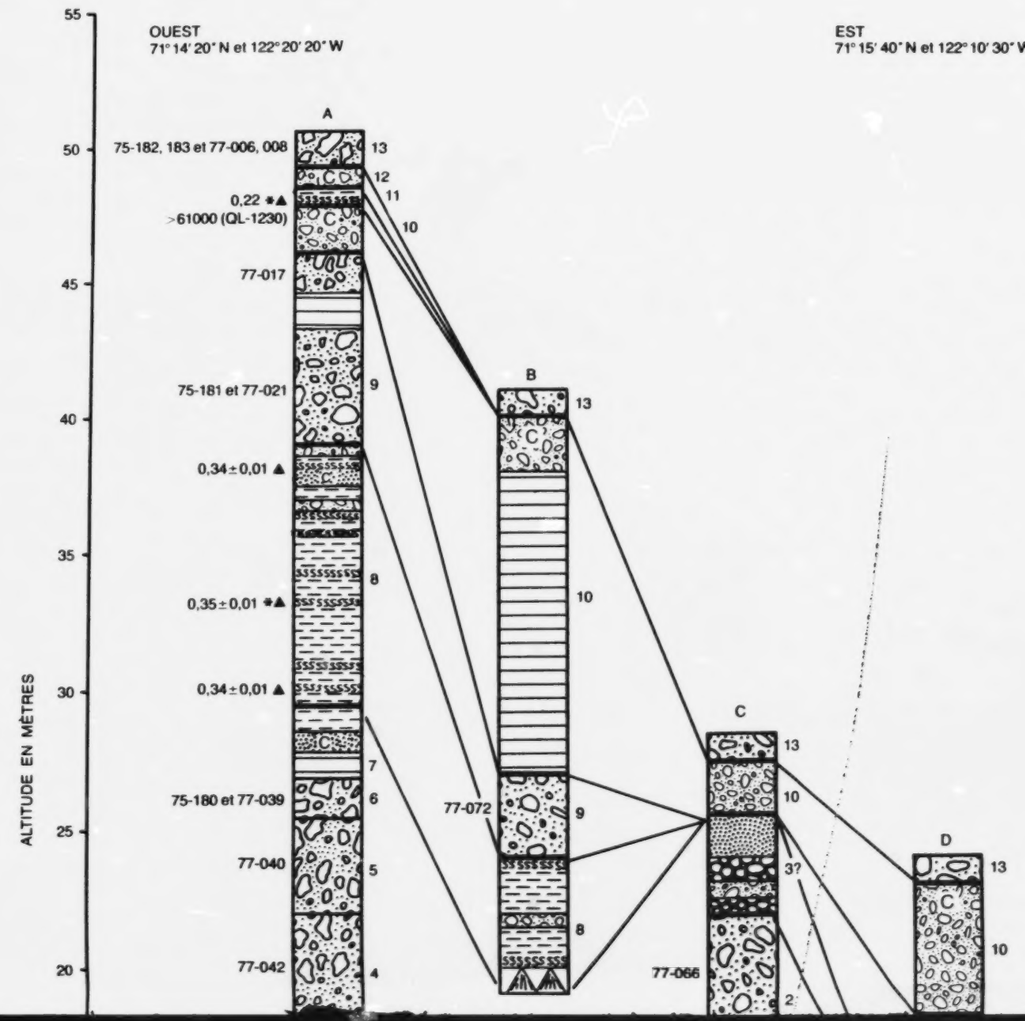
FILMED

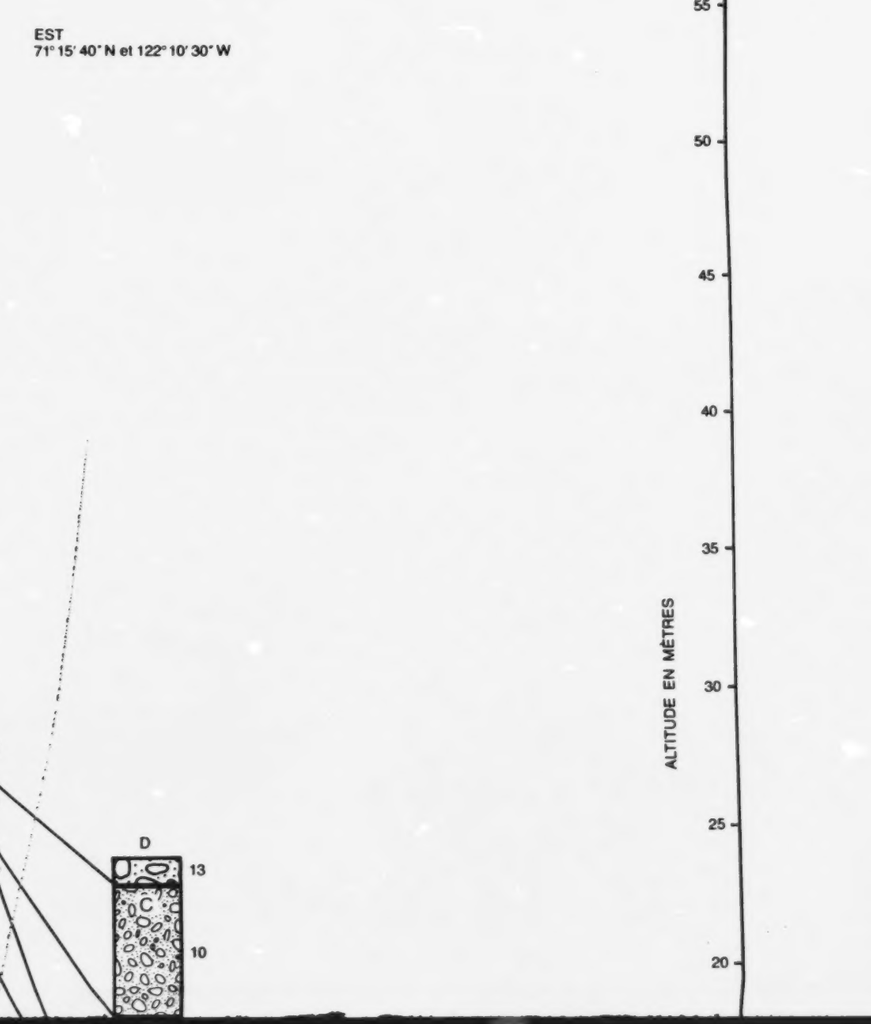
CARTES

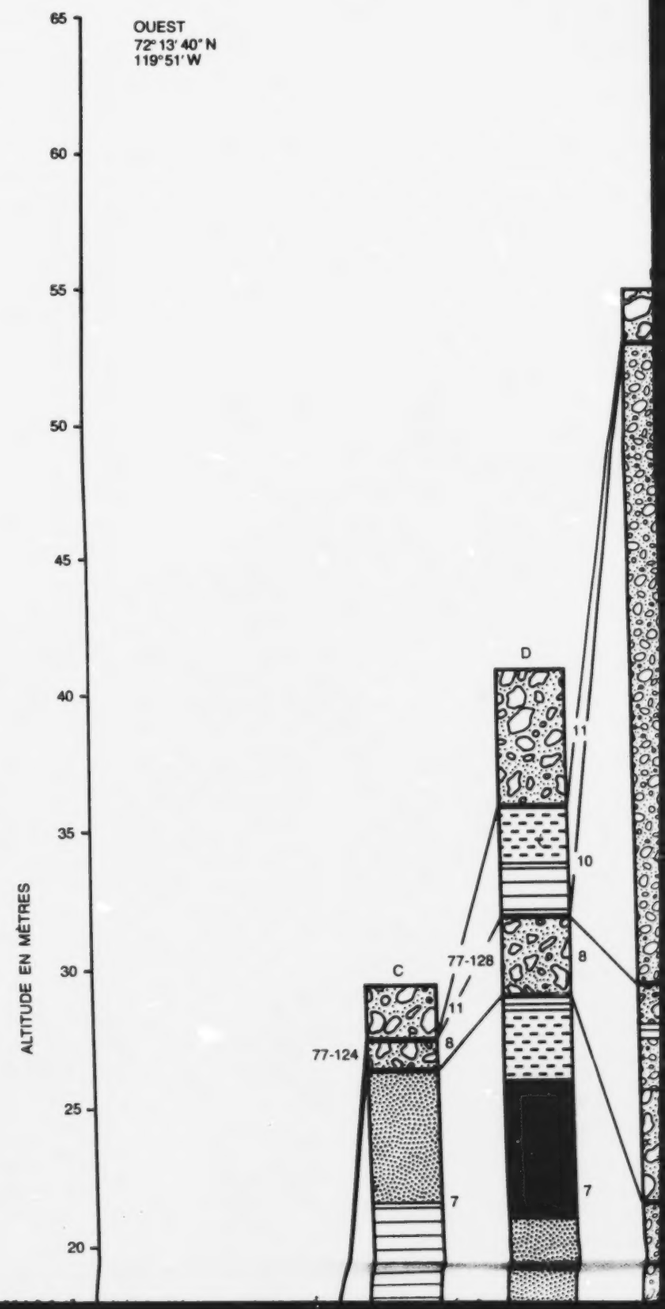
OMISES

1365

A

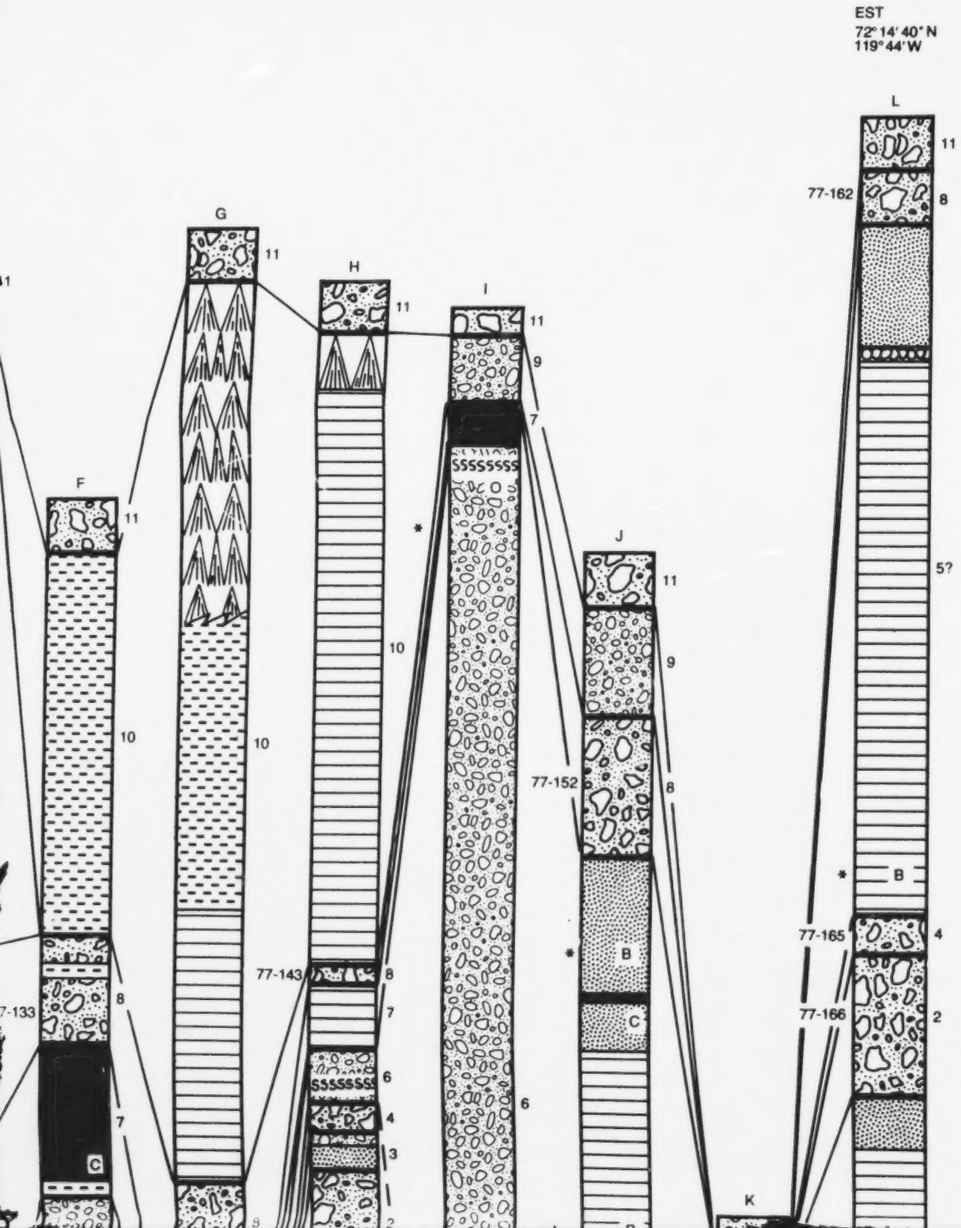

OUEST
71° 14' 20" N et 122° 20' 20" W
ALTITUDE EN MÈTRES
55
50
45
40
35
30
25
20
A
B
C
D
75-182, 183 et 77-006, 008
0,22 *▲
>61000 (QL-1230)
77-017
75-181 et 77-021
0,34 ± 0,01 ▲
0,35 ± 0,01 *▲
0,34 ± 0,01 ▲
75-180 et 77-039
77-040
77-042
77-072
77-066
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3?
2


EST
71° 15' 40" N et 122° 10' 30" W


OUEST
72° 13' 40" N
119° 51' W
ALTITUDE EN MÈTRES
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
C
D
77-124
77-128
11
8
7
10

GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA

DEPARTMENT OF ENERGY, MINES AND RESOURCES
MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE, DES MINES ET DES RESSOURCES



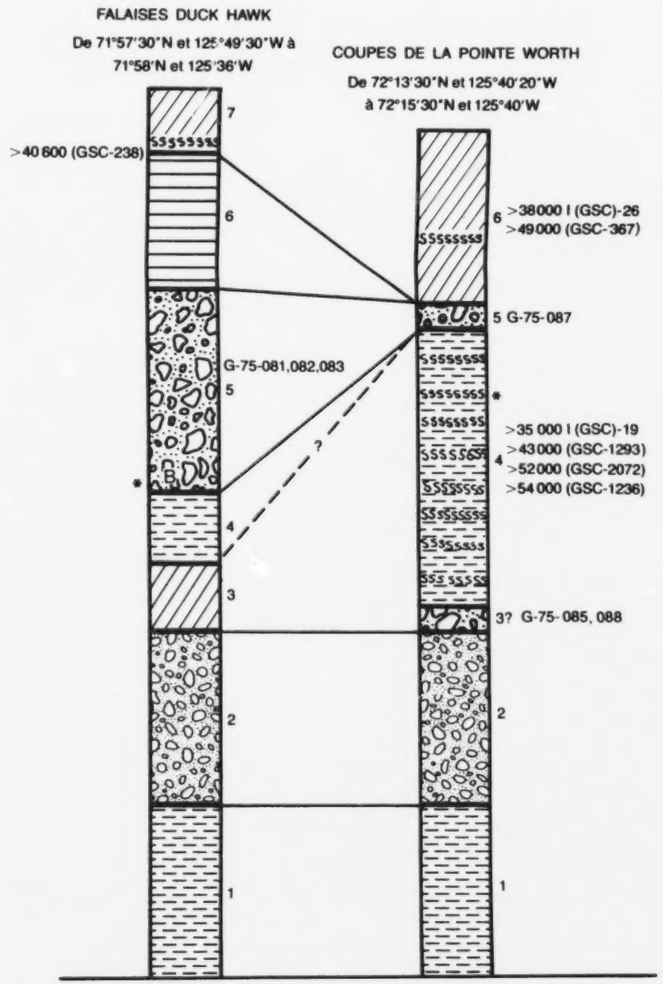


FIGURE 55

Lithostratigraphie des sédiments quaternaires des falaises marines Duck Hawk et de la pointe Worth sur la côte ouest. Les deux coupes raccordées

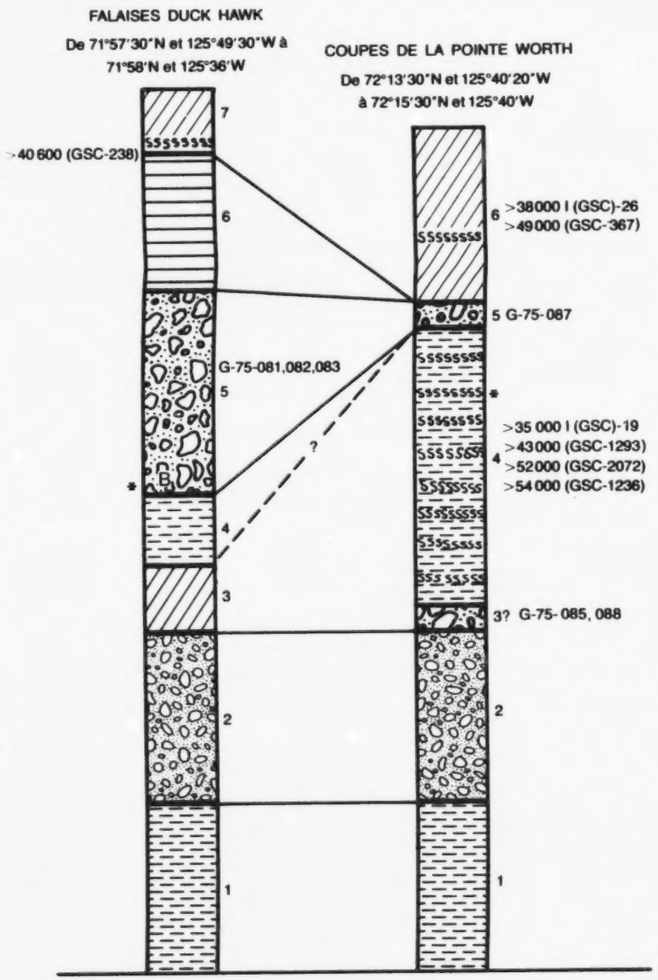
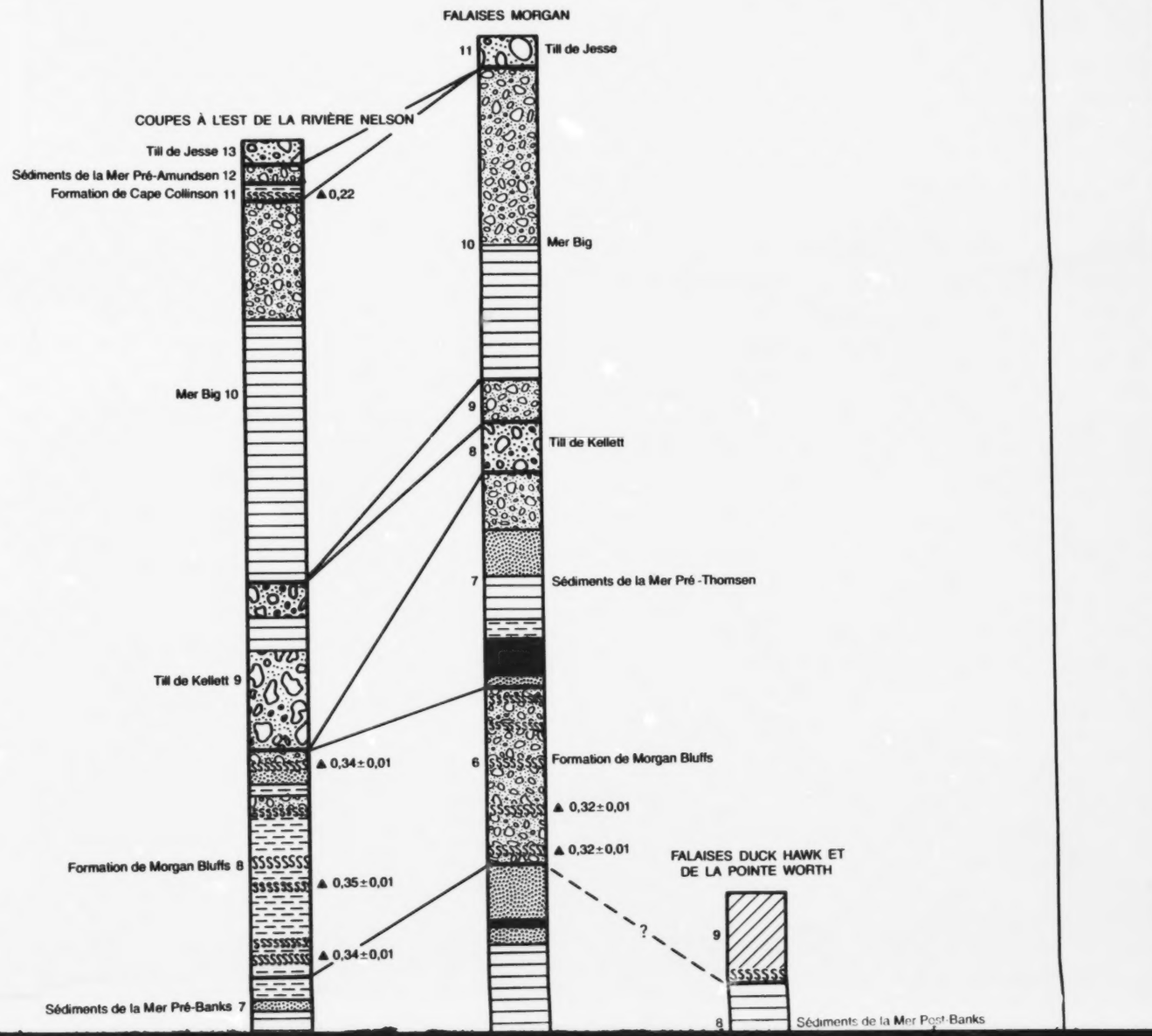
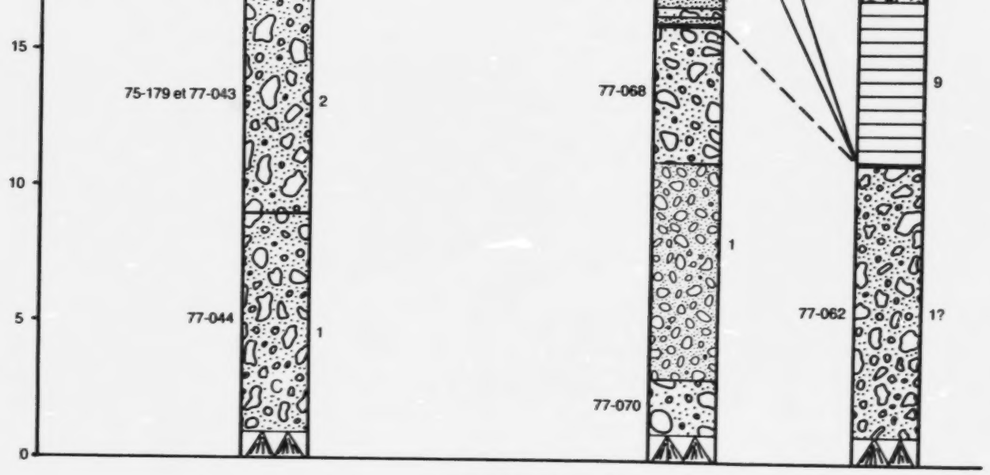


FIGURE 55

Lithostratigraphie des sédiments quaternaires des falaises marines Duck Hawk et de la pointe Worth sur la côte ouest. Les deux coupes raccordées l'une à l'autre sont des coupes composites.





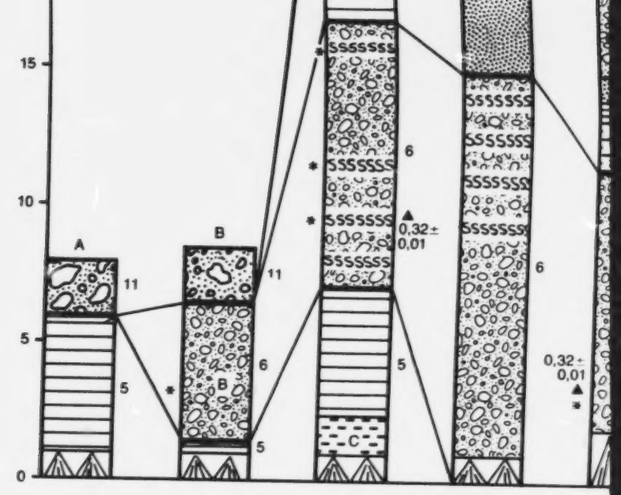


FIGURE 41

Lithostratigraphie des sédiments quaternaires de la région côtière à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson.
Lithostratigraphy of the Quaternary sediments in the coastal area east of the mouth of Nelson River.

Lithostratigrap
Lithostrat

ORIENTATION DES CAILLOUX DANS LE TILL	UNITÉS	SÉDIMENTS	INTERPRÉTATION	LITHOSTRATIGRAPHIE		ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
N=51		Till loameux	Glaciation	F. de Prince of Wales	Till de Jesse	Stade de M'Clure Glaciation d'Amundsen
	13	Gravier fin, sable, silt	Transgression marine		Sédiments de la Mer Pré-Amundsen	
	12	Silt laminé sur tourbe	Interglaciaire	Formation de Cape Collinson		Interglaciaire de Cape Collinson
	11	>61000 (QL–1230)				
	10	Sable et gravier	Régression marine (sédimentation en milieu deltaïque et prélittoral)	Formation de Nelson River	Sédiments de la Mer Big	Glaciation de Thomsen
		Rythmites de silt et silt sableux	Régression marine (sédimentation en eau profonde)			
N=50		Till silto-argileux				
	9	Rythmites de silt et sable fin	Glaciation		Till de Kellett	
N=50		Till argileux				

ORIENTATION DES CAILLOUX DANS LE TILL	UNITÉS	SÉDIMENTS
N=50	11	Till silto-argileux
	10	Sable et gravier
		Rythmites de silt et silt sableux
	9	Sable et gravier
	8	Till argileux
	7	Sable et gravier
		Sable
		Rythmites de sable fin, silt et silt
		Argile

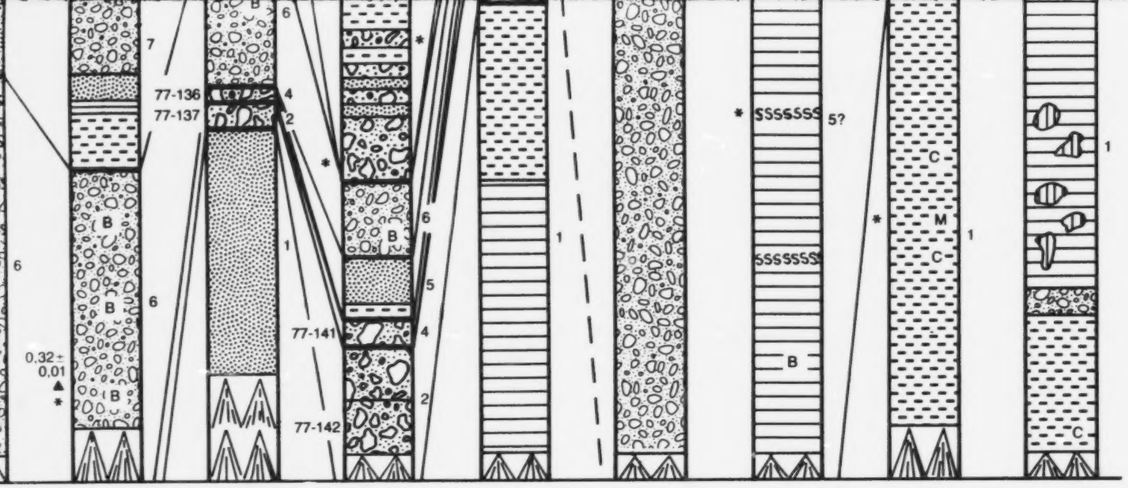


FIGURE 49

ostratigraphie des sédiments quarternaires des coupes des falaises Morgan.
Lithostratigraphy of the Quaternary sediments of the Morgan Bluffs.

SEDIMENTS	INTERPRÉTATION	LITHOSTRATIGRAPHIE		ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
	Glaciation		Till de Jesse	Stade de M'Clure Glaciation d'Amundsen
	Régression marine (sédimentation en milieu deltaïque et prélittoral)	Formation de Nelson River	Sédiments de la Mer Big	Glaciation de Thomsen
t et silt sableux	Régression marine (sédimentation en eau profonde)			
	Glaciation		Till de Kellett	
able fin, silt et silt argileux	Transgression marine		Sédiments de la Mer Pré-Thomsen	

Formation de Prince of Wales

and Worth Point marine cliffs on the west coast.
The two sections which are correlated are composite sections.

UNITÉS	SÉDIMENTS	INTERPRÉTATION	LITHOSTRATIGRAPHIE		ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
9	Non différenciés: colluvions, sable et gravier, silt, tourbe	En partie remaniés par et (ou) mis en place dans la Mer Big	En partie sédiments de la Mer Big		En partie Glaciation de Thomsen
8	Rythmites silteuses	Régression marine	Formation de Duck Hawk Bluffs	Sédiments de la Mer Post-Banks	Glaciation de Banks
7	Till silto-argileux	Glaciation		Till de Bernard	
6	Rythmites silteuses et silt argileux	Transgression marine		Sédiments de la Mer Pré-Banks	
5	Tourbe, bois et silt interstratifiés (Kuc, 1974b)	Interglaciaire ou préglaciaire?	Formation de Worth Point		Interglaciaire de Worth Point et (ou) préglaciaire
4?	Diamicton silto-argileux(?)	Mouvements de masse			
3	Sable avec gravier, silt et matière organique non différenciés	Interglaciaire ou préglaciaire			
2	Formation de Beaufort				
1	Formation de Kanguk				

FIGURE 56

Coupe composite des sédiments quaternaires des falaises marines Duck Hawk et de la pointe Worth sur la côte ouest.
Composite section of the Quaternary sediments of the Duck Hawk Bluffs and Worth Point marine cliffs on the west coast.

Lithostratigraphy of the Quaternary sediments of Duck Hawk Bluffs
and Worth Point marine cliffs on the west coast.
The two sections which are correlated are composite sections.

	INTERPRÉTATION	LITHOSTRATIGRAPHIE		ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
able et	En partie remaniés par et (ou) mis en place dans la Mer Big	En partie sédiments de la Mer Big		En partie Glaciation de Thomsen
	Régression marine	Formation de Duck Hawk Bluffs	Sédiments de la Mer Post-Banks	Glaciation de Banks
	Glaciation		Till de Bernard	
eux	Transgression marine		Sédiments de la Mer Pré-Banks	
s (Kuc, 1974b)	Interglaciaire ou préglaciaire?	Formation de Worth Point		Interglaciaire de Worth Point et (ou) préglaciaire
	Mouvements de masse			
ère	Interglaciaire ou préglaciaire			
Formation de Beaufort				
Formation de Kanguk				

FIGURE 56

s sédiments quaternaires des falaises marines Duck Hawk et de la pointe Worth sur la côte ouest.
he Quaternary sediments of the Duck Hawk Bluffs and Worth Point marine cliffs on the west coast.

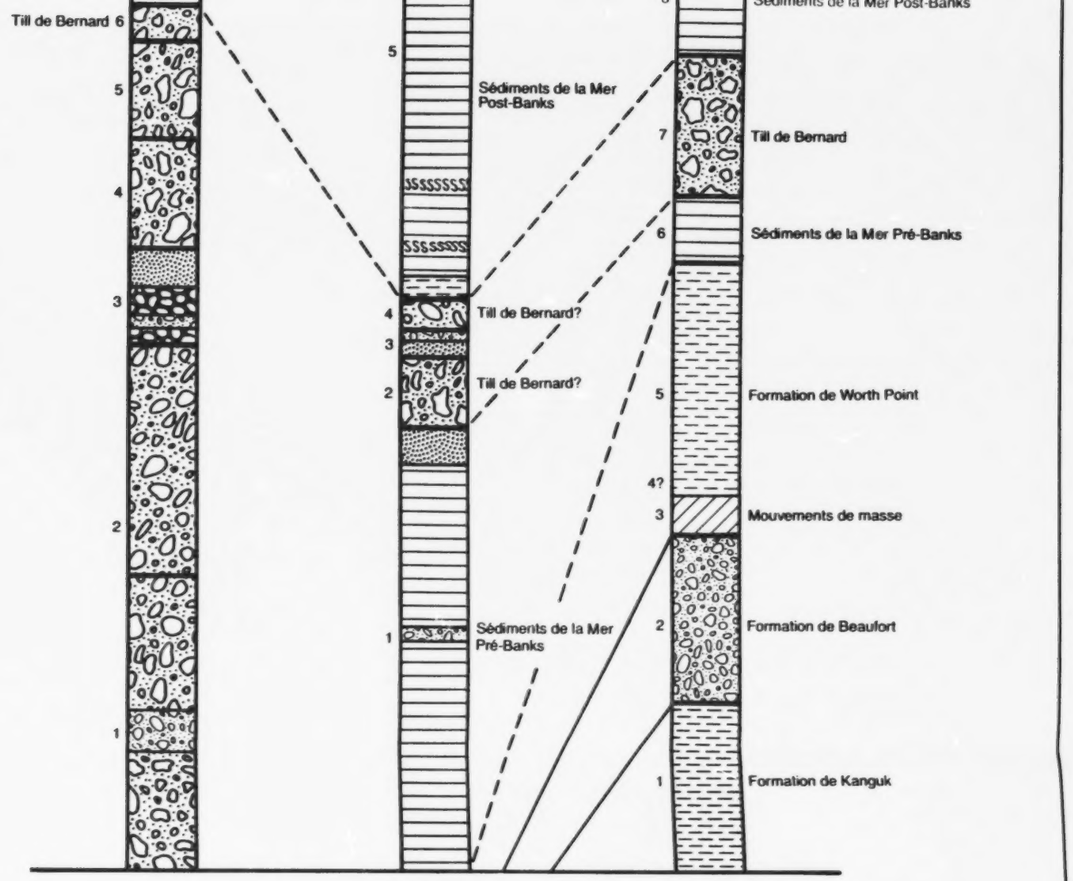
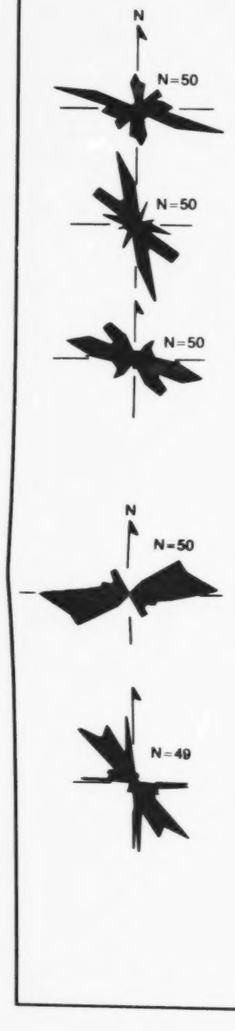


FIGURE 59

Corrélation stratigraphique entre les coupes de l'est de la rivière Nelson,des falaises Morgan et Duck Hawk et de la pointe Worth.
Stratigraphic correlation between sections east of Nelson River, Morgan Bluffs, Duck Hawk Bluffs and Worth Point



8		Silt, argile silteuse, tourbe, sable et gravier interstratifiés	Interglaciaire (séquence périmarine)	Formation de Morgan Bluffs		Interglaciaire de Morgan Bluffs
7	C	Silt et argile Sable fin Rythmites de sable fin et silt	Régression marine	Formation de Duck Hawk Bluffs?	Sédiments de la Mer Post-Banks	Glaciation(s) de Banks et autre(s)?
6		Till silto-argileux	Glaciation			
5		Till silto-argileux	Glaciation			
4		Till silteux	Glaciation			
3		Sable fin et silt sableux Blocs Sable et gravier Blocs	Interstadiaire? (séquence glaciomarine)			
2		Till silto-argileux	Glaciation		Till de Bernard	
1	C	Till silto-argileux Sable et gravier Till silto-argileux	Glaciation			

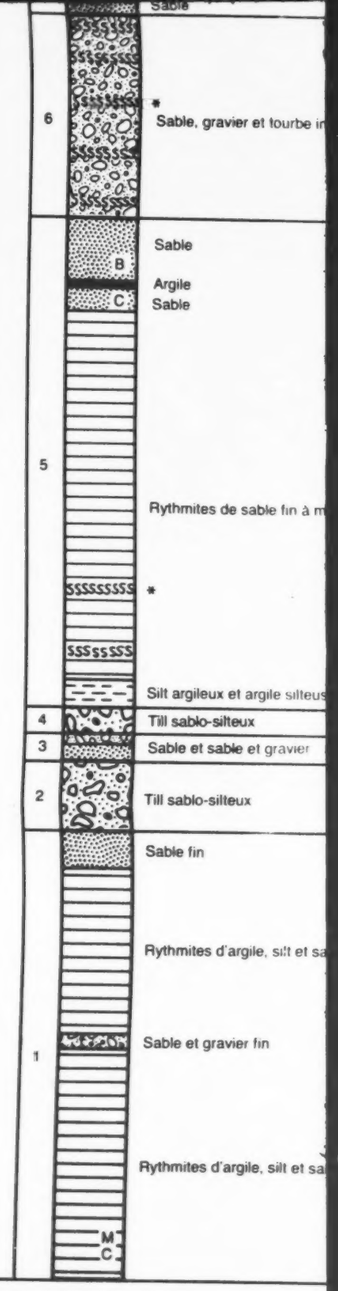


FIGURE 42

Coupe composite des sédiments quaternaires de la région côtière à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson.

Composite section of the Quaternary sediments in the coastal area east of the mouth of Nelson River.

Coupe
Compo

Canada

	* Sable, gravier et tourbe interstratifiés	Interglaciaire (séquence périmarine)	Formation de Morgan Bluffs	Interglaciaire de Morgan Bluffs
B	Sable			
C	Argile Sable			
	Rythmites de sable fin à moyen, silt et argile	Régression marine	Sédiments de la Mer Post-Banks	
	*			
	Silt argileux et argile silteuse			
	Till sablo-silteux	Glaciation	Till de Bernard?	Glaciation de Banks ou autre(s)?
	Sable et sable et gravier	Interstadiaire?		
	Till sablo-silteux	Glaciation	Till de Bernard?	
	Sable fin			
	Rythmites d'argile, silt et sable fin			
	Sable et gravier fin	Transgression marine	Sédiments de la Mer Pré-Banks	
	Rythmites d'argile, silt et sable fin			
M C				

Formation de Duck Hawk Bluffs?

FIGURE 50

Coupe composite des sédiments quaternaires des falaises Morgan.

Composite section of the Quaternary sediments of the Morgan Bluffs.

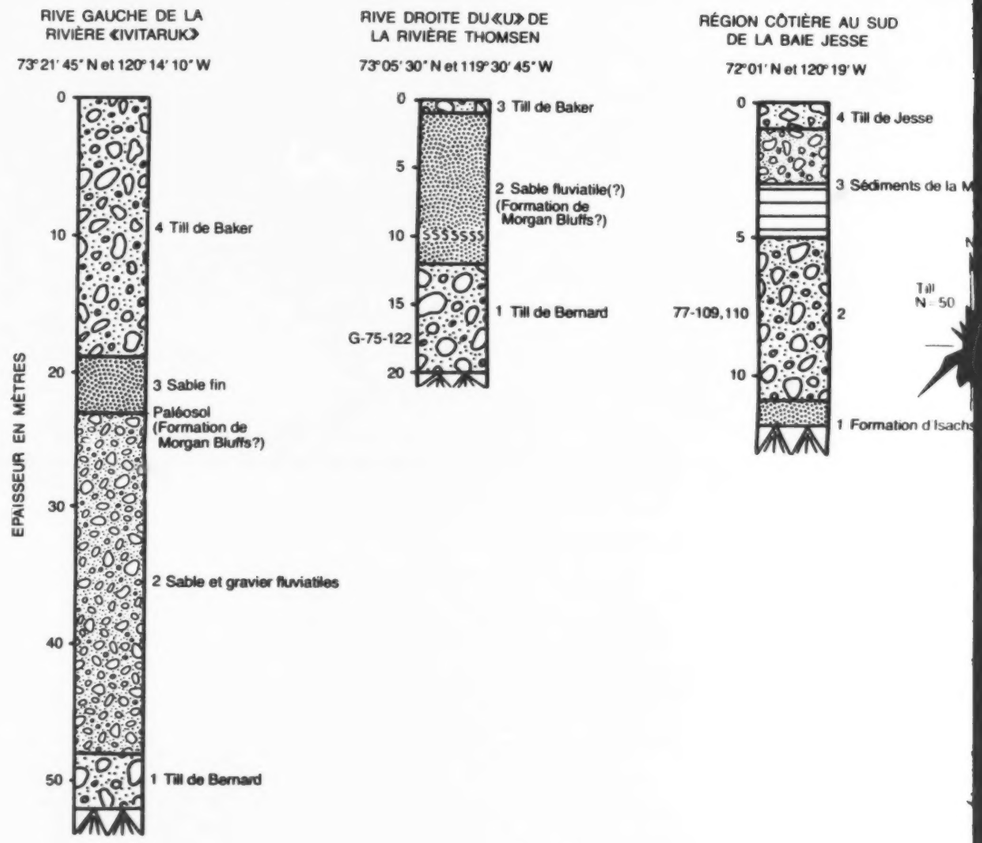
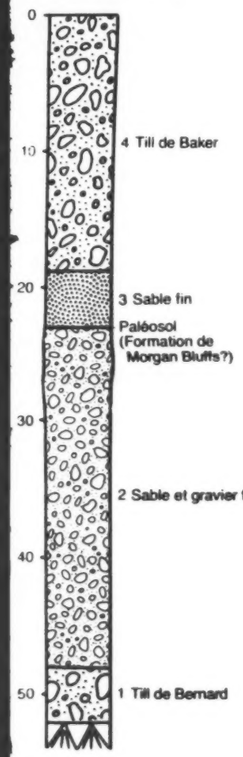


FIGURE 57

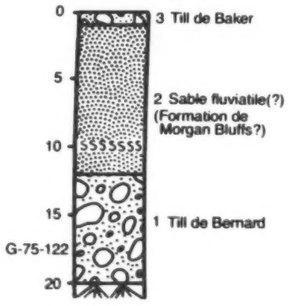
Lithostratigraphie de trois coupes supplémentaires: a) coupe sur la rive gauche de la rivière "Ivitaruk"; b) c
sur la rive droite de la rivière Thomsen; et, c) coupe dans une falaise marine au sud de la baie Jesse.

Lithostratigraphy of three additional sections; a) section on the left shore of "Ivitaruk" River; b) section or
right shore of Thomsen River; and c) section in a marine cliff south of Jesse Bay

RIVE GAUCHE DE LA
RIVIÈRE «IVITARUK»
21' 45" N et 120° 14' 10" W



RIVE DROITE DU «U» DE
LA RIVIÈRE THOMSEN
73° 05' 30" N et 119° 30' 45" W



RÉGION CÔTIÈRE AU SUD
DE LA BAIE JESSE
72° 01' N et 120° 19' W

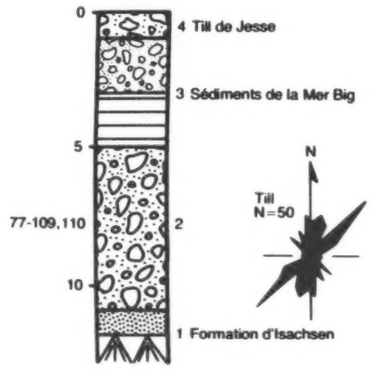


FIGURE 57

Lithostratigraphie de trois coupes supplémentaires: a) coupe sur la rive gauche de la rivière "Ivitaruk"; b) coupe sur la rive droite de la rivière Thomsen; et, c) coupe dans une falaise marine au sud de la baie Jesse.

Lithostratigraphy of three additional sections; a) section on the left shore of "Ivitaruk" River; b) section on the right shore of Thomsen River; and c) section in a marine cliff south of Jesse Bay

LÉGENDE

Coquillages C
Ossements . . . . . O
Bois . . . . . B
Mousse . . . . . M
Analyse de la faune et (ou) de la flore . . . . . *
Datation aux acides aminés . . . . . ▲
No d'échantillon G-75-122

Accompagne le Mémoire 405 par J-S. Vincent

Géologie par J-S. Vincent, 1974-1980

Printed by The Surveys and Mapping Branch. Published 1982

Figures 41,42,49,50,55,56,57,59

POOR

QUALITY

ORIGINAL